ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58

«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

USSR ACADEMY OF SCIENCES

COMMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

# BULLETIN
# OF COMMISSION
# FOR STUDY
# OF THE QUATERNARY

## N 58

Responsibles editors:
Doctor of geological and mineralogical sciences M.N. ALEKSEEV,
candidate of geographical sciences V.E. MURZAYEVA

MOSCOW
"NAUKA"
1989

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 58

**Ответственные редакторы:**
доктор геолого-минералогических наук М.Н. АЛЕКСЕЕВ,
кандидат географических наук В.Э. МУРЗАЕВА

МОСКВА
"НАУКА"
1989

УДК 551.79

В очередной номер Бюллетеня включены статьи по различным актуальным проблемам четвертичной геологии и палеогеографии. Приводятся широкорегиональные реконструкции палеоклиматов и стратиграфические корреляции. Публикуются новые данные по местонахождениям фауны в Забайкалье, Молдавии, на Курилах, по палеолиту Восточной Европы, Таджикистана и Закарпатья. Ряд статей посвящен позднему плейстоцену и голоцену северных районов страны. Имеется краткая информация о XII конгрессе ИНКВА (Канада, 1987 г.).

Для геологов, палеонтологов, археологов, палеогеографов.

Редакционная коллегия:

А.Л. ЯНШИН (главный редактор), М.Н. АЛЕКСЕЕВ, А.А. ВЕЛИЧКО,
В.П. ГРИЧУК, Н.И. КРИГЕР, В.Э. МУРЗАЕВА,
К.В. НИКИФОРОВА, С.М. ШИК

Рецензенты: Э.А. ВАНГЕНГЕЙМ, В.С. ЗАЖИГИН

Редактор А.А. ФРОЛОВА

The articles on various actual problems of Quaternary geology and paleogeography are included in the given issue of the Bulletin. Wide-regional reconstructions of paleoclimates and stratigraphic correlations are carried out. New data are given on fauna localities in Transbaikalia, Moldavia, Kuril Islands as well as on Paleolithic of East Europe, Tajikistan and Transcarpathia. A number of articles is devoted to the Late Pleistocene and Holocene of the northern areas of the country. There is a brief information concerning the XII INQUA Congress (Canada, 1987).

For geologists, paleontologists, archeologists, paleogeographers.

Editorial board:

A.L. YANSHIN (editor-in-chief), M.N. ALEKSEEV, A.A. VELICHKO,
V.P. GRICHUK, N.I. KRIGER, V.E. MURZAEVA,
K.V. NIKIFOROVA, S.M. SHIK

Reviewers: E.A. VANGENGEIM, V.S. ZAZHIGIN

Editor A.A. FROLOWA

Научное издание

**БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**
**№ 58**

*Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Н.В. Вишневская, И.И. Джиоева*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 40209

Подписано к печати 03.02.89. Т – 00040. Формат 70 × 100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,0 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 16,0. Уч.-изд.л. 18,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1130. Цена 3 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Б $\frac{1804040000\text{-}068}{055\ (02)\text{-}89}$ 133-89 (доп.)

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-003367-7

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.79(477.87)

О.М. АДАМЕНКО, Р.С. АДАМЕНКО, В.Н. ГЛАДИЛИН,
Г.Д. ГРОДЕЦКАЯ, Г.М. ЛЕВКОВСКАЯ, Г.А. ПАШКЕВИЧ,
Г.А. ПОСПЕЛОВА, Л.В. СОЛДАТЕНКО, В.Н. ШЕЛКОПЛЯС

# ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ КОРОЛЕВО В ЗАКАРПАТЬЕ

В настоящее время в Закарпатье известно около 80 пунктов находок ранне- и позднепалеолитических изделий. Уникальный по полноте культурно-стратиграфический разрез прослежен в камнедобывающем карьере близ пос. Королево в Виноградовском районе (рис. 1).

По количеству культурных напластований времени ашель–мустье–поздний палеолит, четкости геологической ситуации, обилию и выразительности археологических материалов, наличию комплексов переходных от ашеля к мустье и от мустье к позднему палеолиту Королевское местонахождение не имеет себе равных не только в Советском Союзе, но и в более широких региональных границах. Стратифицированный характер памятника, редкая полнота представленной на нем культурно-хронологической колонки ашельской, мустьерской и позднепалеолитической эпох, массовость собранных коллекций каменных изделий, наконец, расположение в географическом центре Европы, на стыке двух крупных палеолитических ареалов – Центрально-Европейского и Восточно-Европейского, – все это делает Королевское местонахождение опорным в изучении палеолита Юго-Запада СССР и сопредельных стран Центральной Европы. С открытием этого памятника появилась редкая возможность проследить на фоне многократных изменений природной среды эволюцию техники обработки камня раннепалеолитического населения с единой культурой на протяжении длительного отрезка времени – от ашеля к мустье и затем от мустье к позднему палеолиту.

Местонахождение открыто В.Н. Гладилиным в 1974 г. и с тех пор ежегодно исследуется постоянно действующей палеолитической экспедицией Археологического музея Института зоологии АН УССР (Гладилин, 1982а,б, 1985). Культурные остатки выявлены на площади более 100 тыс. м$^2$ на двух разделенных древней балкой возвышенностях (Гострый верх и Бейвар), представляющих собой мысообразный останец 100–120-метровой Копаньской террасы р. Тисы, на ее левом берегу. За десять полевых сезонов на памятнике было сделано 16 зачисток, заложено 34 шурфа и 13 раскопов. Раскопами была раскрыта площадь более 1 тыс. м$^2$. Культурные горизонты связаны с лёссово-почвенными покровными отложениями, залегающими на аллювии Копаньской террасы.

Местонахождение расположено напротив "озеровидного" расширения долины, ниже по течению антецедентного участка Хустских ворот, где река пересекает Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду. "Озеровидное" расширение заполнено констративным аллювием от отметок 100–140 м до 220–240 м. На различных гипсометрических уровнях в этом аллювии собрана позднеплиоценовая микротериофауна (рис. 2, см. вкл.). В толще аллювия Копаньской террасы выработана современная долина р. Тисы и ее притоков с шестью надпойменными террасами (Адаменко и др., 1979, 1984). Только IV терраса имеет доказанный по находкам грызунов у с. Данилово среднеплейстоценовый (днепровский) возраст. Поверхность аккумуляции аллювия Копаньской террасы отвечает VII надпойменной террасе. Выше ее, в предгорьях,

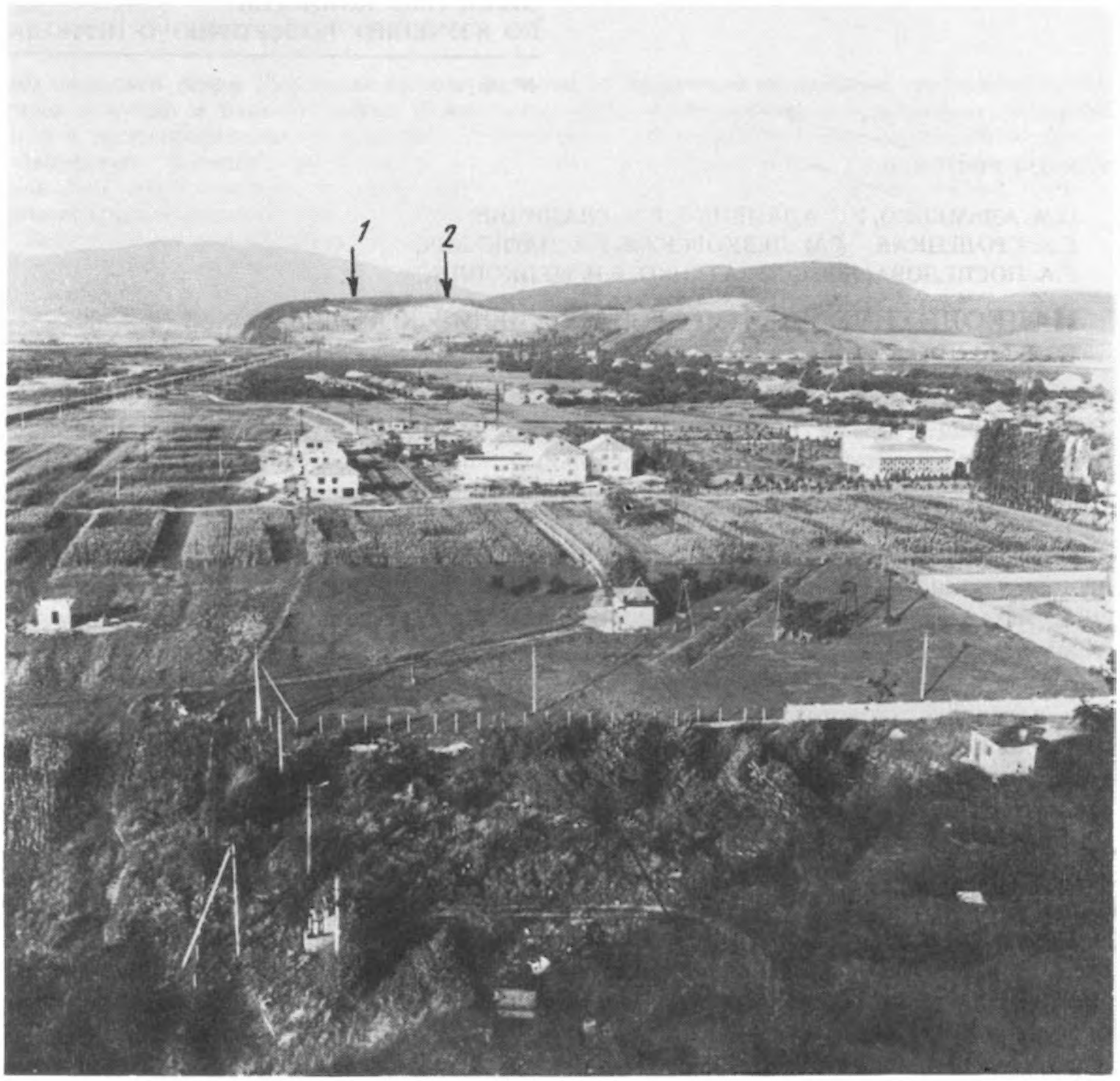



**Рис. 1.** Общий вид палеолитического местонахождения у пос. Королево
*1* — Гострый верх, *2* — Бейвар

имеются также фрагменты VIII (250 м) и IX (320 м) надпойменных террас. В аллювии последней на горе Скридей нами собрана одесско-таманская микротериофауна (Адаменко и др., 1977).

На Королевском местонахождении в покровной толще делювиальных суглинков мощностью до 12 м отмечено семь ископаемых почв, отвечающих III–IX почвам регионального закарпатского разреза. Наиболее полная стратиграфическая колонка прослежена на Гостром верхе в шурфах 11, 14, 18, 26 и зачистках 13–15 (рис. 3, 4). Четвертичные отложения по шурфу 18 (рис. 5) представлены (сверху вниз):

1. Современная бурая лесная почва (мощность 0,05 м). В составе преобладают пелитовая и алевритовая фракции, в небольшом количестве (0,5%) присутствуют крупные песчаные зерна. Карбонатность – 4,5%, органическое вещество – 0,24% на породу[1].

[1] Здесь и ниже литолого-минералогические и микроморфологические особенности пород приведены по зачистке 9 (гора Бейвар) (Адаменко, Гродецкая, 1987).

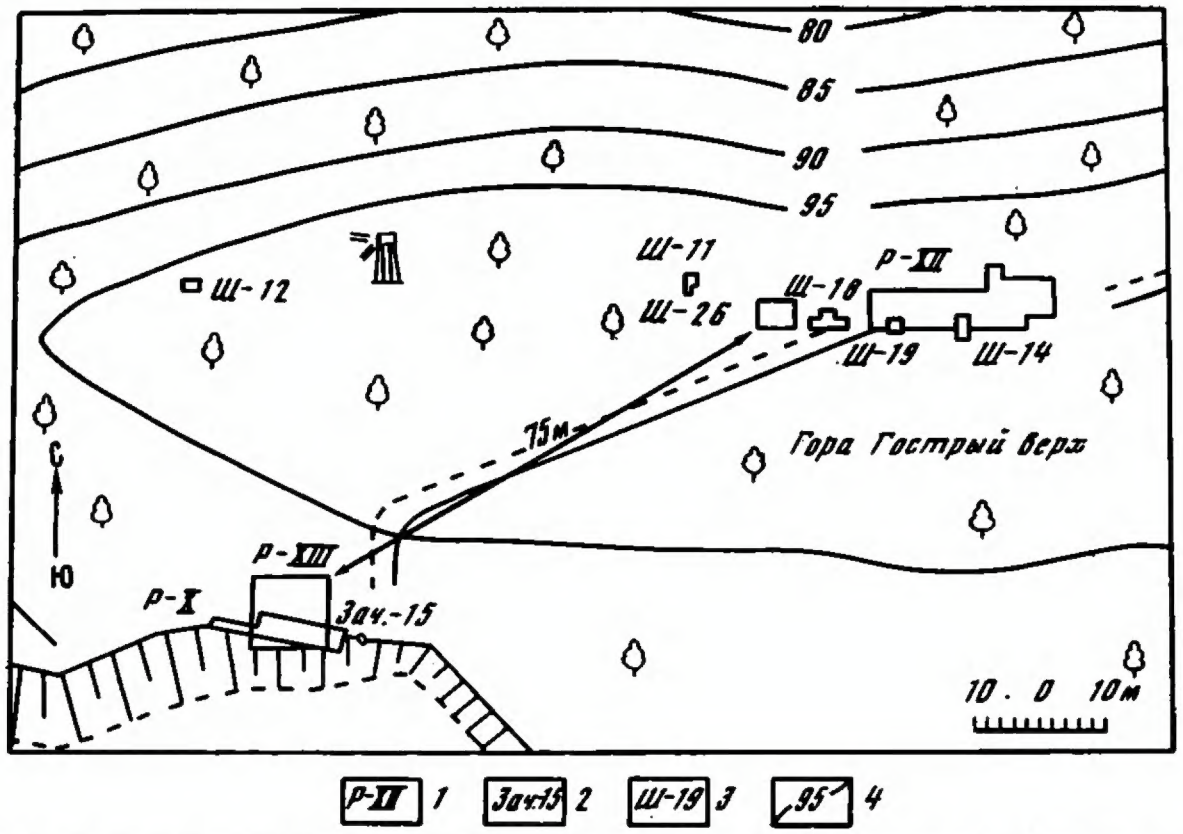



**Рис. 3.** План расположения археологических раскопок местонахождения Королево на Гостром верхе

*1* — раскопы и их номера, *2* — зачистки и их номера, *3* — шурфы и их номера, *4* — условные горизонтали рельефа (в м) над урезом р. Тисы

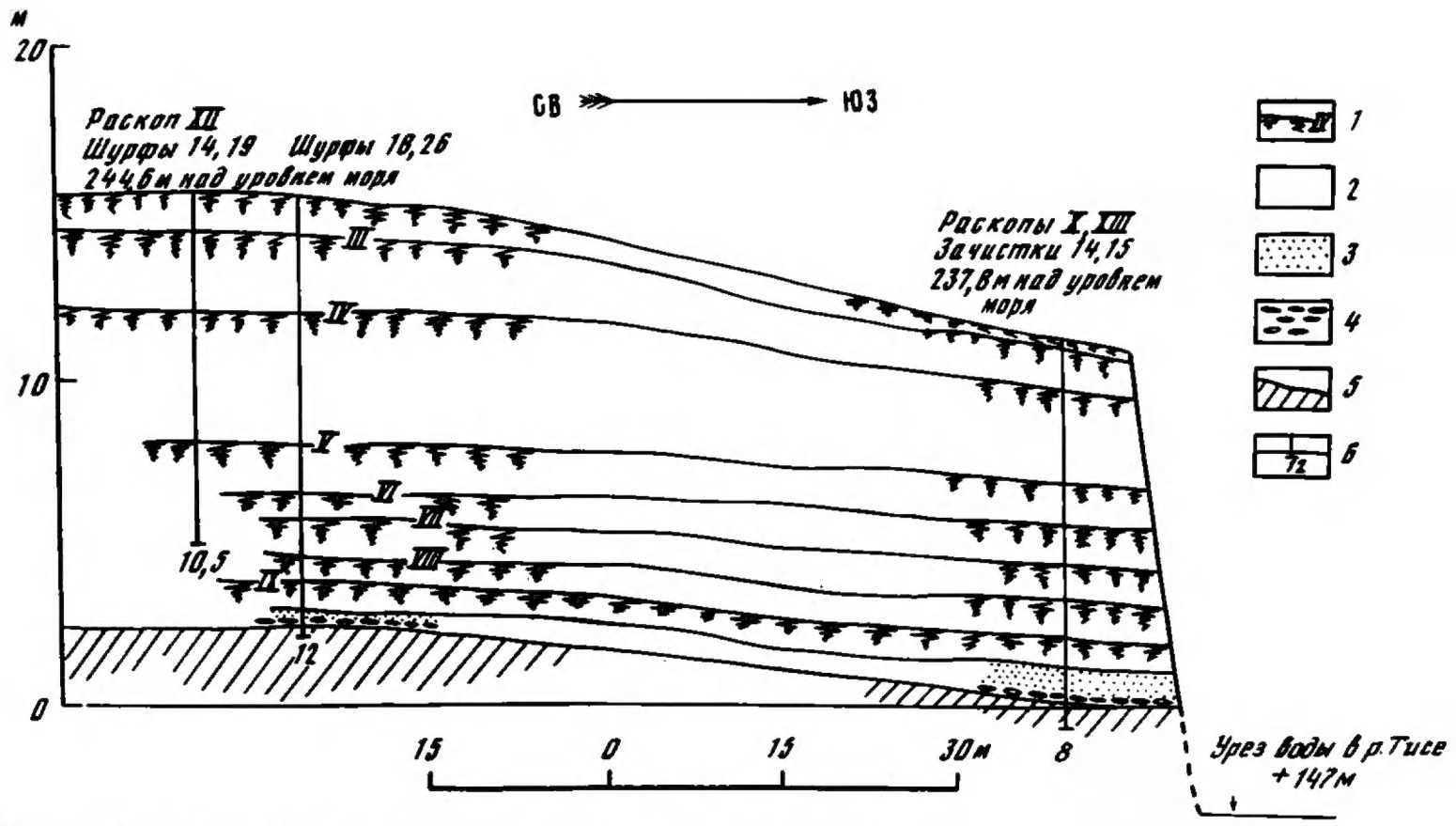



**Рис. 4.** Геологический разрез палеолитической стоянки Королево I

*1* — ископаемые почвы и их номера; *2* — лёссы, лёссовидные суглинки, супеси и глины; *3* — пески; *4* — галечники с гравием и валунами; *5* — кора выветривания; *6* — археологические раскопы, шурфы, зачистки и их глубина

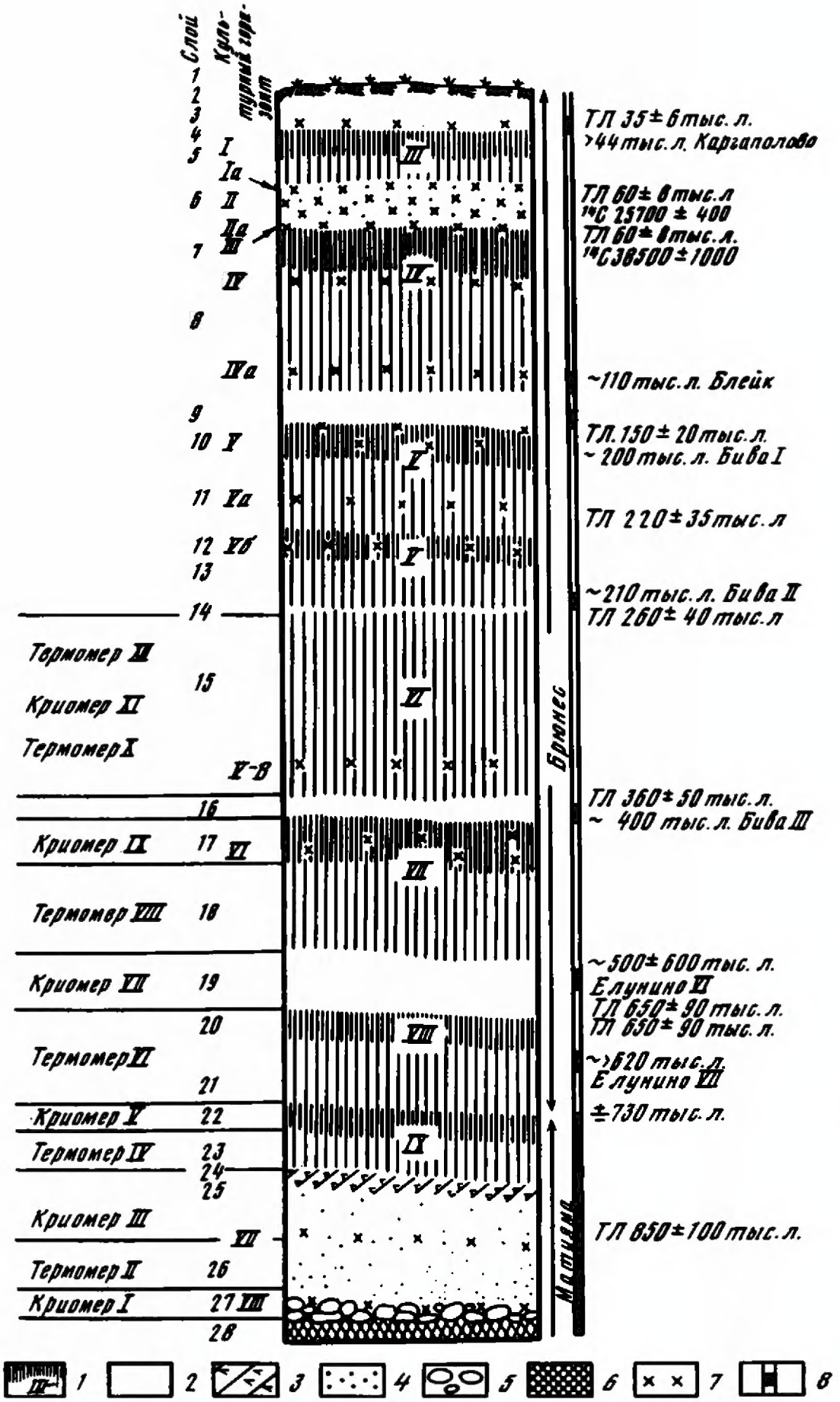



**Рис. 5.** Королево – опорный разрез антропогена Закарпатья

*1* – ископаемые почвы и их номера; *2* – лёссы, лёссовидные суглинки и глины; *3* – делювиальные суглинки со щебнем; *4* – пески; *5* – галечники с гравием и валунами; *6* – кора выветривания по дацитам; *7* – культурно-хронологические комплексы ашеля, мустье и позднего палеолита; *8* – палеомагнитные аномалии в зоне Брюнес, их абсолютный возраст (в тыс. лет) и названия экскурсов

2. Лёсс светло-палевый, рыхлый, крупнопористый (мощность 0,15 м).

3. Лёсс белесый с мелкими распыленными железисто-марганцевыми стяжениями, количественно нарастающими книзу (мощность 0,35 м).

Слои 2–3 по литологическим особенностям одинаковы. Гранулометрический состав представлен пелитовой и алевритовой фракциями с небольшой примесью песчаной (0,7%). Под микроскопом наблюдается желтовато-палевая глинистая масса однородной окраски, плотная, на 95% состоящая из кварца алевритовой и пелитовой размерностей. Реже встречаются чешуйки серицита и зерна глауконита. Из новообразований присутствуют гидроокислы железа в форме ортштейнов диаметром 0,5–1 мм. Структура алевропелитовая. В химическом составе – высокое содержание кремнезема и полуторных окислов. Карбонатность – 5,15%. Органическое вещество – 0,13%. По вышеприведенным параметрам описываемый горизонт напоминает бугский лёсс равнинной территории Украины (Веклич, 1982), отличаясь от последнего повышенной глинистостью и низким содержанием карбонатов и органического вещества. Эти отличия, вероятно, можно объяснить более влажными условиями климата Закарпатья.

Спорово-пыльцевые анализы Г.А. Пашкевич (1984) по зачистке 9 показали наличие в составе спектров пыльцы хвойных и лиственных пород. В то время были распространены леса из сосны с участием березы и в незначительном количестве дуба и граба с орешником в подлеске. Значительное количество пыльцы травянистых указывает на развитие разнотравно-луговых формаций, вероятно остепненных. Климат был холоднее и суше, чем сейчас.

По данным термолюминесцентного анализа (ТЛ) В.Н. Шелкопляса, возраст слоев с глубины 0,4 м составляет 35 ± 6 тыс. лет.

4. III ископаемая почва[1] типа бурой лесной (мощностью 0,4 м) представлена генетическими горизонтами (He) и (J)[2]. (He) – суглинок мощностью 0,2 м, коричнево-бурый, с многочисленными мелкими бобововидными конкрециями железа и пятнистыми стяжениями марганца, с клиньями и языкообразными затеками белесого лёссовидного суглинка из вышележащего слоя. (J) – суглинок такой же мощности, светло-бурый, местами до желтовато-серого, постепенно переходящий в нижележащий суглинок. В гранулометрическом составе почвы содержание пелитовой фракции больше (63,4%), чем в вышележащем суглинке, что связано с оглинением почвы. Карбонатность – 5,1%, содержание органического вещества – 0,13%. Под микроскопом: (He) – коричнево-бурая глинистая масса, неоднородная по окраске, с чередованием светло-желтых и темно-бурых участков, что обусловлено неравномерным перераспределением гидроокислов железа; (J) – светло-бурая до светло-серой глинистая масса. По другим признакам оба горизонта близки. Окатанные зерна кварца алевропелитовой размерности погружены в глинистую массу с редкими овальными и продолговатыми порами и трещинами. По сравнению с залегающим выше лёссом почвенный горизонт беднее зернами кварца (около 65%), местами в иллювиальном горизонте наблюдается скопление кварцевых зерен, что связано с вымыванием глинистого вещества. Новообразования представлены микроортштейнами диаметром 0,3–0,7 мм. Структура алевропелитовая, глинистая масса чешуйчатого строения.

По макро- и микроморфологическим особенностям эта почва близка витачевским почвам равнинной территории Украины (Веклич, 1982).

По данным спорово-пыльцевых анализов Г.А. Пашкевич (Адаменко О.М., Адаменко Р.С. и др., 1981; Адаменко, Поспелова и др., 1981), во время формирования описываемой почвы распространялись еловые леса в горах и дубово-сосновые –

---

[1] Нумерация почв принята единой для всего Закарпатья (Адаменко, Гродецкая, 1987). На местонахождении Королево ископаемые почвы I и II отсутствуют. Они имеются на позднепалеолитической стоянке Берегово I.

[2] В статье принята следующая индексация генетических горизонтов почв (по А.И. Соколовскому, 1956): He – гумусово-элювиальный, J – иллювиальный, Hi – гумусово-иллювиальный, Ph – почвообразующий гумусовый.

в предгорьях и на низменности. Характерно отсутствие пихты, что указывает на некоторое увеличение сухости. Из широколиственных, кроме двух видов дуба, встречались ясень, вяз, липа. Был хорошо развит также травянистый покров лугового характера. Климат мягче современного, но среднегодовые температуры ниже, чем во время формирования более древней IV ископаемой почвы и чем сейчас. Вероятнее всего, III почва отвечает одному из межледниковий позднего плейстоцена, возможно брёрупского, как считает В.Н. Гладилин.

5. Суглинок желтовато-бурый с сероватым оттенком, с точечными и пятнистыми железисто-марганцевыми стяжениями, пористый (мощность 0,15 м). По гранулометрическому и химическому составу, а также по микроморфологическим особенностям он близок лёссу слоя 2. Карбонатность в слое почти в 3 раза (14,6%) выше, чем в вышележащих слоях, что можно объяснить заметной аридизацией климата во время формирования суглинка. Органическое вещество составляет 0,19%, что связано со значительным преобразованием суглинка почвенными процессами. Литолого-минералогические и микроморфологические особенности суглинка сближают его с удайским горизонтом равнинной территории Украины, что подтверждается двумя ТЛ-датировками в 60 ± 8 тыс. лет, полученными В.Н. Шелкоплясом с глубины 1,5 м.

6. Тот же суглинок с точечными и пятнистыми железисто-марганцевыми стяжениями (мощность 0,20 м).

7. Верхний горизонт IV ископаемой бурой лесной почвы (He) – суглинок желтовато-бурый, с многочисленными железисто-марганцевыми стяжениями типа бобовин, с ореховатой структурой, агрегирован (мощность 0,20 м). В гранулометрическом составе доминирует пелитовая фракция (68,9%). Карбонатность – 4%, содержание органического вещества – 0,22%. Под микроскопом – неоднородная по окраске порода со светло-бурыми и коричнево-бурыми участками, пропитанная гидроокислами железа, пористая, иногда трещиноватая. Состоит из мелких (0,06 мм) зерен кварца окатанной, иногда угловатой формы, слюды, лейкоксена, редко глауконита. Поры-трещины (0,003–0,4 мм) заполнены золотисто-желтым железистым веществом. Наблюдаются многочисленные микроортштейны, диффузионные кольца, а также натечные скорлуповатые формы глинистого вещества.

По данным спорово-пыльцевых анализов Г.А. Пашкевич, в это время по долинам рек господствовали хвойные леса, главным образом из пихты, а также кедровой сосны и лиственницы. Более сухие щебнистые склоны были заняты сосной обыкновенной и кедровой. Климат был умеренным, без резких колебаний температуры и влажности, с большим количеством осадков (не менее 600 мм в год).

8. Нижний иллювиальный (J) горизонт IV ископаемой почвы – суглинок желтовато-коричневый, трещиноватый: преобладают вертикальные трещины, образованные ходами червей и корнями растений, выполненные содержимым вышележащих слоев (мощность 1,40 м). В верхней части горизонта – кротовина, заполненная коричневым суглинком. В целом в слое едва заметна горизонтальная слоистость с остатками растительного детрита и фукоидами червей на плоскостях раскола. Состав пород преимущественно глинистый. Под микроскопом – порода "мраморовидной" окраски, близкая к верхнему горизонту почвы, но еще с более заметным перераспределением железисто-глинистой массы. В химическом составе содержание окислов алюминия выше, чем в элювиальном горизонте, за счет оглеения. Карбонатность – 5,3%, содержание органического вещества на породу – 0,24%.

IV ископаемая почва макро- и микростроением выделяется на фоне всего разреза, и в первую очередь среди других ископаемых почв. Для нее характерны ореховая структура, агрегированность, значительное перераспределение железисто-глинистой массы, химическое разложение железисто-марганцевых включений, выраженное в их неоднородной окраске и расплывчатой форме, образование диффузивных полей и колломорфность глинистого вещества. Все эти признаки свидетельствуют о теплых и влажных условиях формирования почвы.

Спорово-пыльцевые спектры из нижнего горизонта почвы свидетельствуют, по данным Г.А. Пашкевич, о преобладании в ландшафтах той эпохи широколиственных лесов: дубовых, грабово-дубовых и буковых. Хвойные малочисленны и представлены сосной и елью. В лесах был развит травянистый покров, встречались также луговые участки. Климат был более теплый и влажный, чем сейчас, с повышенными зимними температурами. Это типично для рисс-вюрмского межледниковья, когда происходило выравнивание климатических условий от Франции до востока Украины. В связи с этим описываемую почву мы относим к рисс-вюрмскому (земскому, микулинскому) межледниковью. Аналогом его на территории равнинной части Украины является прилукский почвенный горизонт.

9. Суглинок желтовато-коричневый, с тонкими (до 1–1,5 мм) прослойками гумуса за счет размыва, очевидно, какой-то почвы (мощность 0,45 м). Под микроскопом – коричнево-бурая глинистая масса со следами почвообразования: трещиноватость, ожелезненность, натечность вещества, инкрустация пор-трещин железистыми соединениями. В слое обнаружены участки мучнистых карбонатных включений. Карбонатность – 6,7%. По данным К.И. Лукашева (1961), в основе генезиса лёссовых пород лежат геохимические процессы миграции карбонатных растворов и взаимодействие их с минеральным субстратом. В результате образуется угольная кислота, которая либо обволакивает частицы грунтов, либо выделяется в виде белого порошка в смеси с пылеватыми частицами, или же сохраняется в форме минерала. Сохранности карбонатных образований способствует прохладный и относительно сухой климат. По-видимому, выделения карбонатов в горизонтах лёссовидных суглинков некоторых разрезов Закарпатья и объясняются климатическими условиями, способствовавшими накоплению солей углекислоты.

Вышеприведенные морфологические и физико-химические признаки дают возможность сопоставить слой суглинка с тясминскими лёссовидными отложениями равнинной территории Украины (Веклич и др., 1977). По данным ТЛ-анализа В.Н. Шелкопляса, этот слой имеет возраст 150 ± 20 тыс. лет.

Верхняя часть V ископаемой почвы состоит из двух слоев – 10 и 11.

10. Суглинок желтовато-бурый с коричневым оттенком, с железистыми и марганцевыми стяжениями в виде пятен и бобовин, пористый (мощность 0,30 м). Карбонатность – 4,5%, $C_{орг}$ – 0,1%. Под микроскопом – желто-бурый до красно-коричневого глинистый материал неоднородной окраски, с ярко выраженным микроагрегатным строением, с разветвленной системой пор и трещин. Глинистое вещество образует натеки в виде петель и струек. Кварц, чешуйки мусковита и редкие обломки вулканических пород связаны глинистой массой. Из новообразований наблюдаются темно-вишневые до черных, частично выщелоченные микроортштейны.

По данным спорово-пыльцевых анализов Г.А. Пашкевич, в ландшафтах того времени преобладали лесные формации, преимущественно из хвойных. Встречались также открытые участки типа разнотравных лугов и степных элементов.

11. Суглинок желто-бурый с охристо-ржавым оттенком, крупнопылеватый, пористый, трещиноватый, с распыленными мелкими железисто-марганцевыми стяжениями и ожелезненностью в виде пленки по трещинам, разбит трещинами, заполненными сизовато-белесым суглинком (мощность 0,65 м). Это второй слой V ископаемой почвы.

Глубже залегает нижняя часть V ископаемой почвы, состоящая из двух генетических горизонтов: (Hi) и (Ph). В некоторых раскопах верхняя часть V почвы отделяется от нижней маломощным (до 10 см) светло-серым суглинком с примесью щебенки. Не исключено, что V ископаемый педокомплекс состоит из двух самостоятельных почв, разделенных суглинком. В этом случае эти почвы отвечают двум внутririсским интерстадиалам.

12. Верхний горизонт нижней части V ископаемой почвы (Hi) представлен суглинком желтовато-коричневым, крупнопылеватым, пористым, трещиноватым (мощность 0,20 м). Железистые и марганцевые стяжения встречаются несколько реже,

чем в (Не). Заметны оглеение почвы и подвижность глинистого вещества, выраженные образованием скорлуповатых натеков и выполнением трещин глинистым материалом. Наблюдаются остатки растительных тканей. ТЛ-датировка – 220 ± 35 тыс. лет.

13. Нижний горизонт (Ph) нижней части V почвы отличается желтовато-серой окраской, оглеением, соединения железа и марганца часто разрушены, выщелочены (мощность 0,50 м). Породы обоих горизонтов по составу глинистые. Карбонатность – 5%, содержание органического вещества самое высокое в разрезе – 0,36%. Под микроскопом – красно-бурая до вишнево-красной железисто-глинистая масса с микроагрегатным строением, колломорфными натеками глинистого вещества. Поры редкие, изометричные. Вся масса породы разбита микротрещинами, заполненными железисто-глинистым материалом. В химическом составе наблюдается повышенное содержание окислов алюминия, что характерно для оглеенных почвенных горизонтов Закарпатья.

По данным спорово-пыльцевых анализов Г.А. Пашкевич, в эпоху формирования нижней части V почвы по долинам рек господствовали хвойные леса (сосна трех видов: обыкновенная, кедровая и европейская, ель, лиственница, пихта). Возвышенные части низменности и предгорья были заняты лесами из сосны обыкновенной и, возможно, кедровой. В горах произрастали лиственница, ель, пихта с участием широколиственных – дуба, бука, ольхи. Климат – умеренный со значительным количеством осадков.

Обе части V ископаемой почвы очень сходны между собой, но есть и отличия. Верхняя – формировалась в менее влажных условиях, в ней лучше сохранились конкреции железа и марганца, тогда как в нижней они больше растворены. В нижней части больше натечных форм глинистого вещества, тоже за счет большего увлажнения и более теплых условий формирования. Все это, а также микроморфологические, литолого-минералогические, палинологические и другие особенности вышеописанного педокомплекса позволяют сопоставить его с кайдакскими почвами (Веклич и др., 1977) равнинной территории УССР.

14. Суглинок лёссовидный, желто-бурый, местами светло-желтый, с растительным детритом на плоскости раскола, слегка слюдистый, иногда с темно-коричневыми пятнами, заходящими из вышележащих почв (мощность 0,30 м). В гранулометрическом составе содержание пелитовых частиц снижается и повышается содержание пелитовой фракции по сравнению с нижней частью V почвы. Под микроскопом – землисто-бурая плотная глинистая масса. Минеральный скелет состоит из кварца, чешуек серицита, редких зерен акцессорных. Карбонатность – 5,4%, содержание органического вещества – 0,2%. В химическом составе содержание кремнезема намного выше, чем в вышележащей почве. Из суглинков В.Н. Шелкопляс получил ТЛ-датировку в 260 ± 40 тыс. лет.

15. VI ископаемая почва – суглинок гумусированный, красновато-рыжий, с примесью щебенки, редкими железисто-марганцевыми стяжениями в виде конкреций и пленок, разбит многочисленными трещинами, заполненными сизовато-белесым суглинком (мощность 1,35 м). В гранулометрическом составе наблюдается примесь песчаных частиц (4,5%). Карбонатность – 4,7%, органическое вещество на породу составляет 0,29%. Минеральный состав: кварц (0,5–0,01 мм), чешуйки слюд, рудные составляют 60%, остальное – глинисто-гумусовое вещество. Единичные микроортштейны – плотные, наблюдаются участки с пелитоморфным карбонатом.

По данным спорово-пыльцевых анализов Г.М. Левковской, в разрезе нижней части шурфа 18 от VI ископаемой почвы и до основания аллювия (слои 15–27) выделен ряд палинозон, свидетельствующих об улучшении климатических условий, – термомеров, чередующихся с палинозонами, указывающими на ухудшение климата, – криомеров (см. рис. 5).

В слое 15 выделены снизу вверх термомер X, криомер XI и термомер XII. Значит, VI ископаемой почве соответствуют два оптимума, разделенные кратковременной фазой ухудшения климатической обстановки, что привело к расширению площадей.

занятых елью (криомер XI). Оба эти оптимума соответствуют одному теплому межледниковью, климат которого был влажнее климата всех более ранних термомеров. Во время межледниковья территория была значительно облесена. В спектрах не обнаружена пыльца ксерофильных древесных пород (каркаса, грабинника) и травянистых растений, образующих ксерофильные группировки. Обращает на себя внимание постоянное присутствие пыльцы лапины, характерной для низовых лесов эвксинского типа. Климатическая обстановка раннего и позднего из этих двух оптимумов была идентичной. Ранний из них характеризовался очень резким доминированием вяза со сравнительно небольшим участием лапины, присутствием недоразвитой пыльцы широколиственных древесных пород. Лишь в его вторую половину появились пихта и бук. Поздний оптимум отличается от всех оптимумов, изученных в разрезе Королево, наиболее значительным распространением лапины. Определены хорошо развитые пыльцевые зерна этого растения, а также формы с признаками одновременно пыльцы лапины, грецкого ореха и вяза, что говорит о межродовой гибридизации, которая иногда усиливается в краевых частях ареалов.

Среди теплых оптимумов, известных в интервале от границы Брюнес–Матуяма до рисс-вюрмского межледниковья, наиболее влажный климат зафиксирован по многочисленным палеоботаническим данным, полученным в Западной и Восточной Европе для рисс-вюрмского и миндель-рисского межледниковий (гольштейн Северной Европы, лихвинское, александрийское, бутенайское межледниковье различных районов Европейской территории СССР). Оптимумы, соответствующие почве VI, напоминают оптимумы типа гольштейн также фитоценологическими закономерностями. На десятках диаграмм, имеющихся для разрезов Северной Европы, оптимум типа гольштейн выделяется по наличию в конце его фазы пихты, граба, иногда с единичной лапиной. В условиях более теплой и влажной карпатской провинции ему отвечает фаза, где больше лапины и пихты, но меньше участие граба. В настоящее время в ряде районов выявлено два оптимума типа гольштейн. На территории СССР подобные данные получены для разреза Крукеничи, расположенного во Львовской области (Гричук, Гуртовая, 1981). Почва VI разреза Королево соответствует полному разрезу отложений лихвинского межледниковья с двумя оптимумами. Имеются некоторые отличия палинологической характеристики оптимумов миндель-рисского межледниковья разреза Королево от разреза Крукеничи. В разрезе Крукеничи теплее и влажнее был ранний из двух оптимумов. В разрезе Королево наибольшее распространение очень требовательной к теплу и влаге породы – лапины – характерно для позднего оптимума.

В Западной Европе некоторые исследователи указывают также на существование двух похожих оптимумов типа гольштейн. Ранний из них – дёмнитц – рассматривается как миндель-рисский межстадиал, предшествующий межледниковью гольштейн. По данным других исследований, ранний оптимум с зоной пихты и граба (войгштедт) соответствует концу кромера. Он отличается от более позднего похожего оптимума отсутствием реликтов и отделен от оптимума войгштедт ледниковыми отложениями начальной фазы оледенения эльстер.

Криомер XI соответствует уровню внутри почвы VI. В спектрах значительно количество пыльцы травяно-кустарниковых растений (осоки, цикориевые). Среди пыльцы древесных пород господствует пыльца ели и широколиственных древесных пород (вяза). В данных отложениях обнаружена также пыльца лапины и пихты. Возможно, они переотложены из подстилающих осадков, так как на уровне рассматриваемых образцов в разрезе нами были зафиксированы следы течения грунта.

16. Суглинок желтовато-палевый с редкими мелкими железисто-марганцевыми стяжениями (мощность 0,35 м). ТЛ-датировка – 360 ± 50 тыс. лет.

Ниже залегает VII ископаемая почва, подразделяющаяся на два горизонта: верхний и нижний.

17. Верхний горизонт VII почвы представлен бурой глинистой плотной породой, содержащей мелкие и средние железисто-марганцевые стяжения и разбитой много-

численными солифлюкционными трещинами, заполненными вышележащим суглинком (мощность 0,60 м). Верхний контакт слоя интенсивно деформирован мерзлотными смятиями. По данным спорово-пыльцевого анализа Г.М. Левковской, выделен криомер IX, отвечающий времени формирования верхней половины почвы VII, а также отложений, разделяющих почвы VII и VI. Степень облесенности была невелика, особенно во вторую половину этапа. Среднее содержание пыльцы древесных пород в первую половину этапа – 40%, во вторую – 18%. В лесах сначала доминировала береза древовидная (Betula verrucosa, B. pubescens, B. torbuosa), встречалась B. humilis, позже ольховник – Alnus viridis. Вся пыльца широколиственных древесных пород уродлива – пыльцевые зерна вяза асимметричные, иногда угловатые, встречаются гибридные формы, одна поровая камера которых сходна с камерой граба, другая – с камерой вяза. Основные площади в это время занимали безлесные группировки, образованные различными травяно-кустарниковыми растениями: лебедовыми, астровыми, цикориевыми, осоками, злаками, разнотравьем. Определена пыльца козлобородника (Tragopogon sp.). Один из видов козлобородника (T. dubius Scop.) – сорное растение. Он растет также на сухих лугах и в степях. Доминирует среди пыльцы разнотравья плохо развитая неопределенная трехборозднопоровая пыльца. Имеются свидетельства засоления почв: многие пыльцевые зерна блестят или заключены в видимый под микроскопом минеральный коллоид. В отдельных образцах пыльца и споры единичны – вероятно, существовали неблагоприятные условия для продуцирования пыльцы и спор растениями. В начале данного криомера существовала перигляциальная березовая лесостепь, позже растительность имела некоторое сходство с растительностью нижней части субальпийского пояса Карпат, где распространены заросли ольховника зеленого. Однако данный район даже в самые суровые этапы служил рефугиумом для сохранения широколиственных пород, которые в суровой обстановке встречались в небольшом количестве, были угнетены, продуцировали плохо развитую или уродливую пыльцу и сохранялись лишь в изолированных местообитаниях.

18. Нижний горизонт VII почвы – суглинок красновато-бурый с охристо-ржавым оттенком, в верхней половине – вертикальные трещины, выполненные светлым сизовато-белесым суглинком, в нижней – горизонтальные прослои этого же суглинка, оглеение (мощность 0,40 м). С низами VII почвы связан термомер VIII. Растительность того времени имела некоторое сходство с растительностью термомера IV: в составе лесов доминировал вяз, в первую половину этапа в лесах было много граба. Однако эдафо-климатические условия в это время не благоприятствовали вызреванию пыльцы широколиственных древесных пород. Климат рассматриваемого этапа был холоднее и суше климата термомера IV. Если ксерофильные фазы термомера IV проявлялись в распространении грабинника, каркаса или дуба при значительном облесении территории, то в рассматриваемом термомере не выражены фазы каркаса, дуба и грабинника. В это время большие площади занимали ксерофильные и нексерофильные безлесные группировки, образованные лебедовыми, астровыми, цикориевыми, а также осоковыми, среди которых встречался рябчик (Fritillaria L). Некоторые виды рябчиков росли на лугах пойменных, сырых и солонцеватых. О засолении почвы свидетельствует и то, что многие пыльцевые зерна заключены в коллоид. Облесенность территории в это время была невелика – среднее содержание пыльцы древесных пород в спектрах термомера VIII составляет 40%. Этот термомер характеризовался также меньшим распространением грецкого ореха (1–3% в его начале и конце и до 30% только в его оптимальную фазу). Из числа экзотов определены пыльца дзельквы (Zelcova sp.), лапины (Pterocarya sp.) и одной из экзотических сосен (Pinus s/g Haploxylon)..

19. Суглинок желтовато-палевый, разбитый узкими трещинами, заполненными светлым сизовато-белесым суглинком, ожелезненность – в виде пленок (мощность 0,10 м). ТЛ-датировка – 650 ± 90 тыс. лет.

По палинологическим данным Г.М. Левковская выделила криомер VII. Это пер-

вая холодная фаза в пределах зоны прямой намагниченности Брюнес. Она соответствует криогенным нарушениям (солифлюкция кровли почвы VIII, клиновидные мерзлотные деформации). Отложения, сформировавшиеся в первую половину этого этапа, содержат лишь единичные пыльцевые зерна. Вторая половина этапа характеризовалась господством безлесных группировок, образованных лебедовыми, осоками, астровыми, злаками и разнотравьем. Среди разнотравья определена пыльца ириса, зонтичных, бобовых, неопределенных травянистых растений, а также синюхи. В одном образце обнаружено шесть плохо развитых пыльцевых зерен этого растения и одно хорошо развитое зерно, напоминающее пыльцу синюхи остролепестной (Polemonium acubiflorum Wild.), растущей в настоящее время в моховых тундрах, на моховых болотах, по берегам арктических рек и озер. Пыльца древесных пород представлена здесь лишь уродливыми зернами пыльцы ольхи, вяза (они доминируют), а также граба, орешника и сосны. Уродливость пыльцы указывает на неблагоприятные условия для ее произрастания. Встречено значительное количество спор грибов, свидетельствующих, вероятно, о переувлажнении почвы (появление вечной мерзлоты создавало водоупор и вызывало переувлажнение почв).

20. Верхний горизонт VIII ископаемой бурой лесной почвы, представленной охристо-ржаво-бурой плотной глиной с многочисленными мелкими железисто-марганцевыми стяжениями (мощность 0,55 м). Слою отвечает термомер VI. Это была фаза сравнительно небольшого улучшения климатической обстановки (межфазиал), так как облесенность территории в это время была невелика (содержание пыльцы древесных пород – 30–45%), а в составе лесов наряду с широколиственными древесными породами большую роль играли также береза и ольха. Встречались ель, лиственница, карликовая березка и ольховник. Широколиственные леса сохранились, видимо, лишь в наиболее благоприятных местообитаниях. Они были образованы дубом, вязом, частично грецким орехом. Это была перигляциальная лесостепь.

21. Нижний горизонт VIII ископаемой бурой лесной почвы – суглинок серовато-бурый, разбитый трещинами, заполненными белесым суглинком (мощность 1,00 м).

22. Верхний горизонт IX ископаемой почвы – суглинок красновато-бурый с частыми мелкими, средними и крупными железисто-марганцевыми стяжениями (мощность 0,10 м). По данным спорово-пыльцевых анализов Г.М. Левковской установлен криомер V, соответствующий верхам почвы IX (верхам ее интенсивно гумусированного горизонта) и низам почвы VIII. С ним совпадает граница палеомагнитных зон Брюнес–Матуяма. В районе Королево в это время основные площади занимали бореальные березовые или березово-сосновые леса с примесью ели и небольшим участием широколиственных древесных пород: граба, грабинника, дуба, вяза. Климат был умеренно холодный. В.Н. Шелкоплясом определены две ТЛ-датировки – по 650 ± 90 тыс. лет.

23. Нижний горизонт IX почвы – суглинок, аналогичный слою 21 (мощность 0,35 м). Палинологические данные позволили выделить термомер IV. В спектрах последовательно доминирует пыльца: 1) вяза, 2) грецкого ореха и вяза, 3) плохо развитая пыльца дуба и вяза. Этот оптимум отличается от прочих наиболее значительным распространением каркаса и грабинника, что свидетельствует о его ксерофильности. Во время этого термомера леса занимали значительные площади. Уменьшение облесенности зафиксировано лишь в его конце (время формирования интенсивно гумусированного горизонта почвы IX). Господствовали различные типы широколиственных лесов, распределение которых определялось особенностями рельефа и почвенного покрова.

24. Глина охристо-ржавая, с включением мелких обломков дацитов – делювий (мощность 0,10 м).

25. Суглинок пестроцветный, пятнистый (пятна желтых, серых, сизовато-белесых оттенков), в верхней части – горизонтальные прослои светлого сизовато-белесого суглинка (мощность 0,35 м). Это пойменный аллювий VII надпойменной террасы р. Тисы, затронутый процессами почвообразования во время формирования поч-

вы IX. Из пород слоя выделены палинокомплексы криомера III. В то время в лесах господствовали береза и сосна, но в отличие от криомера I (см. ниже) постоянно встречалась ель. В наиболее благоприятных местообитаниях в небольшом количестве сохранялись широколиственные древесные породы: дуб, грецкий орех, вяз, грабинник. Климат этого криомера был умеренно прохладный.

26. Тот же суглинок, переходящий в пески глинистые, серые и охристые с пятнами красного, желтого, розового, серого и белесого цвета, с обломками выветрелых дацитов (мощность 0,80 м). В песках улавливается плохо выраженная горизонтальная слоистость, подчеркнутая включениями мелкой гальки.

Г.М. Левковской в слое 26 выявлен термомер II. Он был, видимо, кратковременным, но с двумя фазами. Среди широколиственных древесных пород в оптимуме нередко доминирует плохо развитая пыльца вяза, встречена пыльца граба, в небольшом количестве — уродливая пыльца грецкого ореха и бука. В это время в небольшом количестве, возможно, встречалась и лапина, так как переотложенная пыльца лапины обнаружена в осадках холодной фазы III, непосредственно следующей за термомером II. Начальная фаза этого оптимума отличается от начальных фаз всех последущих оптимумов значительным распространением ели. Термолюминесцентный анализ позволил В.Н. Шелкоплясу определить абсолютный возраст этого слоя в 850 ± ± 100 тыс. лет.

Палинологические данные Г.М. Левковской говорят о водном происхождении отложений (встречена пыльца урути, остатки Azolla, диатомовые водоросли Pennales, ценобии Pediastrum). Во время формирования слоя 26 климат был, вероятно, прохладным, так как пыльца широколиственных пород отсутствует.

Это самые верхи аллювия Копаньской террасы. Возраст слоя на основании сопоставления его с близлежащим опорным разрезом Сосновый гай, где собрана микротериофауна, отнесенная к таманскому фаунистическому комплексу: Ochotona sp., Citellus sp., Villanyia sp., Mimomys ex gr. coelodus, M. sp., Microtinae gen. indent. (без цемента, с корнями), M. gen. indent. (цементные, с корнями), M. gen. indent. (цементные, без корней), Allophaiomys sp., Lagurini gen. ident. (определения Р.С. Адаменко), — конец верхнего плиоцена (гюнц, апшерон).

27. Галечники мелкие и средние, сцементированные пестроокрашенным суглинком (мощность 0,3—1,5 м). Гальки по составу разнообразные, как в разрезах аллювия Копаньской террасы. В верхней части слоя преобладает мелкая (до 5 см) галька, постепенно увеличивающаяся вниз по разрезу.

Из пород слоя Г.М. Левковской выделены палинокомплексы, отвечающие криомеру I. В начале этого криомера господствовала пыльца сосны и березы. В более верхних горизонтах осадков этого криомера пыльца и споры единичны.

28. Размытая поверхность коры выветривания по дацитам — цоколь террасы.

В палеомагнитном отношении разрез стоянки Королево (см. рис. 5) детально изучен в трех зачистках, в которых выполнен сплошной отбор ориентированных образцов с шагом между образцами-кубиками в 1—1,5 см. Образцы отобраны из наиболее однородных пород, в которых отсутствуют вертикальные трещины, заполненные натеками вышележащего материала, из слоев без видимых сдвигов, деформаций и смятий. Изученная коллекция составляет более тысячи образцов.

Для каждого разреза зачисток построены частные палеомагнитные разрезы, скоррелированные между собой и с другими разрезами Закарпатья: Берегово Iа,б, Нижний Коропец, Онок, Сосновый гай (Адаменко О.М., Адаменко Р.С. и др., 1981; Адаменко, Поспелова и др., 1981). Сводный палеомагнитный разрез Закарпатья, построенный ранее (Адаменко, Поспелова и др., 1981), подтвержден, откорректирован и дополнен (рис. 6, см. вкл.).

В результате проведенных палеомагнитных исследований было установлено, что в разрезах двух зачисток покровных субаэральных отложений Королево по направлению естественной и первичной остаточных намагниченностей выделяются две зоны:

мощная зона преимущественно прямой намагниченности и небольшая зона обратной полярности. Палеомагнитные зоны уверенно [см. Адаменко, Поспелова и др. (1981) и с учетом вышеприведенных данных] сопоставляются с зонами Брюнес и верхней частью зоны Матуяма. Это подтверждают и данные ТЛ-анализа. Граница зон Матуяма–Брюнес, датируемая 730 тыс. лет, проходит в суглинке, разделяющем VIII и IX ископаемые почвы. Смена обратной намагниченности на прямую зафиксирована не в виде скачка, а переходной зоной, представленной небольшой толщей пород с направлением остаточной намагниченности, промежуточной между обратной и прямой полярностью. Наличие переходной зоны указывает на отсутствие перерывов в осадкообразовании между зонами Матуяма и Брюнес. В зоне обратной полярности не прослежено экскурсов или ивентов, в частности Харамильо. Либо эта толща пород моложе 900 тыс. лет – конец ивента Харамильо, либо перерывы в маломощной, но литологически сложной толще не позволили выполнить подробную запись истории геомагнитного поля.

Зона прямой полярности Брюнес в разрезах трех зачисток оказалась неоднородной по направлению намагниченности. На фоне преобладающего направления намагниченности, близкого к направлению современного геомагнитного поля, наблюдаются маломощные толщи пород (10–20 см), представленные двумя-тремя стратиграфическими уровнями (по 2–4 образца с уровня) с промежуточным направлением намагниченности: отрицательным заниженным наклонением и завышенным, иногда обратным склонением. Такие участки разреза называют палеомагнитными аномалиями (ПМА). В сводном палеомагнитном разрезе Королево, построенном по трем частным разрезам, выделено семь ПМА. Надежность их выделения различна. Некоторые фиксируются по первичным измерениям и сохраняются после лабораторных чисток, другие проявляются более четко после выделения первичной намагниченности переменным магнитным полем. Объяснить наличие ПМА механическими изменениями в толщах пород не удалось. Первая ПМА приурочена к суглинку, залегающему над III ископаемой почвой, вторая прослежена в слое IV ископаемой почвы, третья – в слое суглинка, разделяющего V и VI ископаемые почвы, четвертая – в низах V ископаемой почвы, пятая – в слое VI ископаемой почвы, шестая – в слое суглинка, залегающего между VII и VIII ископаемыми почвами, а седьмая – в слое VIII ископаемой почвы. Некоторые из выявленных ПМА четко фиксируются и в других опорных разрезах Закарпатья – Берегово и Нижний Коропец (см. рис. 6), поэтому они могут успешно использоваться в качестве дополнительных реперов при корреляции удаленных разрезов рассматриваемого региона.

Обзор мировых палеомагнитных данных по осадочным породам континентов и океанов, по датированным вулканогенным породам и по интерпретации линейных магнитных аномалий четвертичной системы, выполненный Г.А. Поспеловой, показал, что геомагнитное поле в эпоху Брюнес имело кратковременные импульсные выбросы по направлению, вплоть до обратных. Таких выбросов-экскурсов за временно́й интервал в 730 тыс. лет насчитывается до 13. Часть из них, наиболее молодых, точно привязана к шкале времени, другие или приблизительно, или грубо датированы с ошибкой ± 50 тыс. лет. Оценки их возраста часто смещаются вверх или вниз по шкале. Составленная схема палеомагнитной шкалы эпохи Брюнес подтверждена новыми материалами, полученными за последнее пятилетие. Привлекая ТЛ-датировки, выполненные в разрезе Королево, и данные относительного возраста ископаемых почв, ПМА в палеомагнитном разрезе Королево сопоставлены с экскурсами обзорной схематической шкалы эпохи Брюнес (см. рис. 5). Первая ПМА надежно сопоставлена с хорошо датированным экскурсом Каргаполово (~ 42–44 тыс. лет по $C^{14}$); вторая ПМА – с экскурсом Блейк, возраст которого оценен радиометрически во временно́м интервале (108–114) ± 10 тыс. лет; следующие пять ПМА (с использованием, кроме того, грубых оценок средней скорости осадконакопления пород в разрезе между экскурсом Блейк и границей Матуяма–Брюнес) менее уверенно

сопоставлены с экскурсами Бива I, Бива II, Бива III, Елунино VI и Елунино VII. В дальнейшем точно датированные экскурсы будут служить не только для дробного расчленения толщ пород и их корреляции, но и для определения абсолютного возраста слоев.

В разрезе палеолитического местонахождения Королево на основании стратиграфических, планиграфических и морфологических наблюдений выделено 14 разновременных комплексов каменных изделий (см. рис. 5): семь ашельского времени (VIII, VII, VI, V в, V б, V а, V), шесть мустьерского (IV а, IV, III, II а, II, I) и один – ранней поры позднего палеолита (I а) (Гладилин, 1985). Сырьем для изготовления орудий служил преимущественно местный черный андезит, реже кварцит, кремень, сланец, обсидиан. Андезитовые и обсидиановые поделки из разных культурно-хронологических комплексов имеют различную сохранность поверхности, варьирует степень патинизации и ячеистого выщелачивания. Было установлено, что в целом ячейки выщелачивания, возникающие в результате растворения менее стойких зернистых включений в массе андезита и обсидиана, тем чаще, крупнее и глубже, чем древнее изделия. Подкрепляя и уточняя стратиграфические и планиграфические данные, это обстоятельство наряду с технико-типологическими особенностями находок позволяет привязать к тем или иным культурным горизонтам, залегающим in situ, обильный подъемный и переотложенный материал как на самом Королевском местонахождении, так и на ряде других палеолитических пунктов Закарпатья.

Изделия древнейшего, 14-го по счету, или VIII культурно-хронологического комплекса (рис. 7), встречены в крупногалечном аллювии (верхи слоя 27). Коллекция состоит более чем из 400 предметов: 11 нуклеусов (8 примитивных: бессистемных и радиальных, 2 "рокосовского" типа, 1 протопризматический), 4 чоппера, 2 проторубила ("унифасы"), 2 резака, остальное – отщепы, редко пластины – примитивные (первичные, бессистемные, радиальные), протопризматические (с параллельной огранкой спинок), обломки. I (индекс) протопризматической техники – 17,1; IL (индекс техники леваллуа) – 0; I lam (индекс пластин) – 8,5; IF large (индекс подправки площадок широкий) – 0. Коэффициент массивности сколов – 32,8. По технико-типологическим особенностям VIII культурно-хронологический комплекс относится к позднеолдувейским или, скорее, раннеашельским индустриям.

VII культурно-хронологический комплекс (рис. 8) происходит из мелкогалечного аллювия (слой 26). В коллекции более 1500 предметов: нуклеусы примитивные (бессистемные, радиальные – 4), протолеваллуазские (1), леваллуазские "рокосовского" типа (2), протопризматические (4). I протопризматической техники – 25; IL – 1,9; I lam – 3; IF large – 8,2; IF str. (индекс фасетирования) – 0. Коэффициент массивности сколов – 32,3. Среди орудий VII комплекса – 6 продольных чопперов, 2 проторубила ("унифасы"), рубило.

VI культурно-хронологический комплекс приурочен к верхнему горизонту VII ископаемой почвы (слой 17). Собрана коллекция из 9367 предметов: нуклеусы примитивные (бессистемные и радиальные) – 26,3%, протопризматические – 35%, протолеваллуазские – 8,7%, леваллуазские ("рокосовского" типа и черепаховидные) – 29,8%. I протопризматической техники – 20,1; IL – 2,5; I lam – 4,7; IF large – 10,7; IF str. – 0,3. Коэффициент массивности сколов – 31,7. Особенностью собранной коллекции VII комплекса является наличие наряду с отщепами с традиционными признаками искусственного раскалывания множества бесформенных угловатых обломков и плоских отщеповидных фрагментов андезита и расколотых кварцитовых галек без выраженных ударных площадок и бугорков (до 45%). Не исключено, что они указывают на очень примитивные и древние приемы расщепления камня – бросание камня на камень или раскалывание конкреций и обломков исходного сырья на твердой каменной наковальне.

Орудия VI культурно-хронологического комплекса (133 экземпляра) представ-

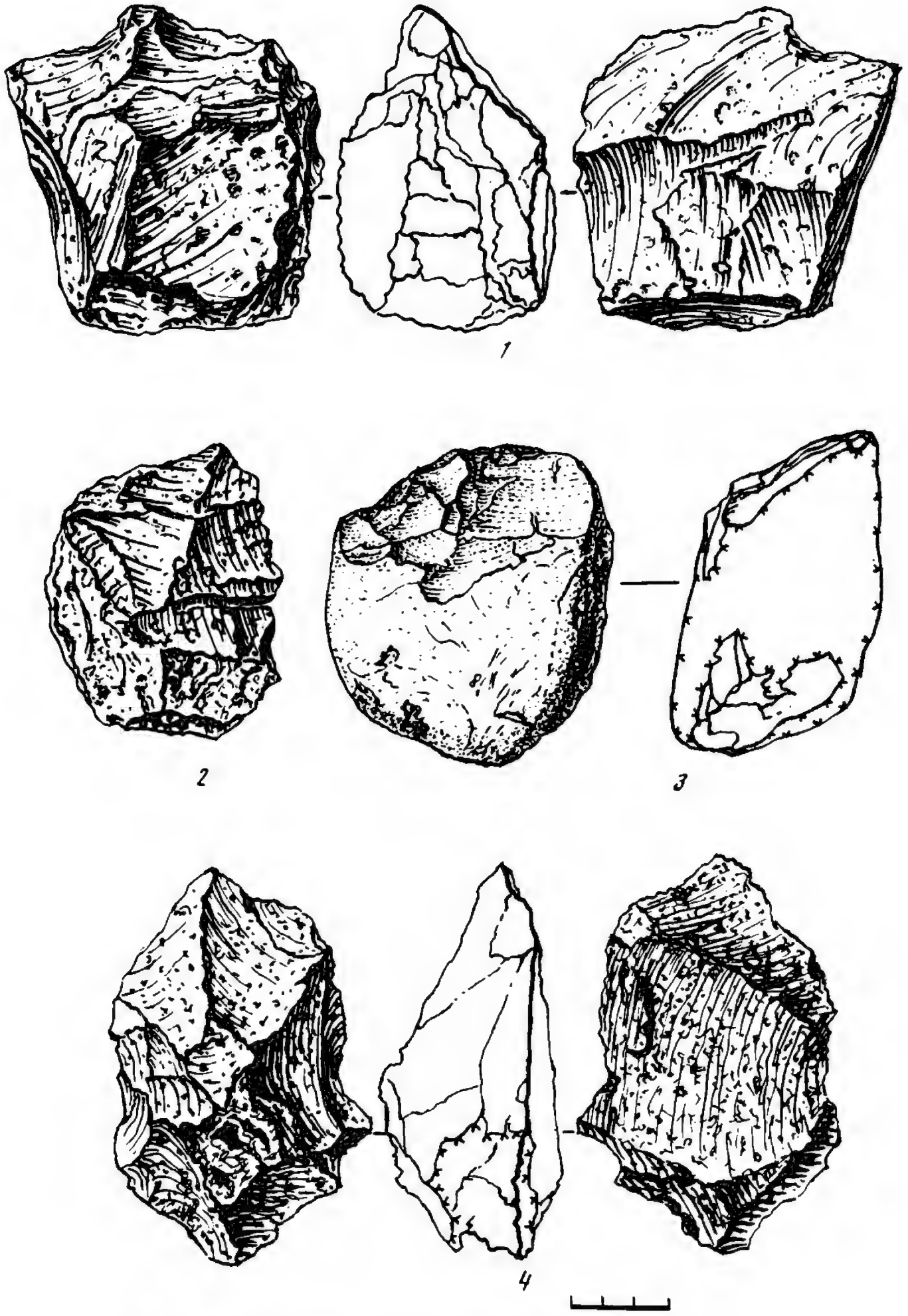



**Рис. 7. VIII культурно-хронологический комплекс (гюнц)**
*1–3* **– чопперы,** *4* **– проторубило ("унифас")**

лены чопперами, в большинстве односторонними, продольными, реже терминальными (41,3%), проторубилами различных очертаний (6,7%), рубилами (1,5%), секачами (2,2%), колунообразными изделиями, так называемыми сечками (2,2%), ножами и скреблами (33%), зубчатыми изделиями (11,2%). Среди ножей, скребел и зубча-

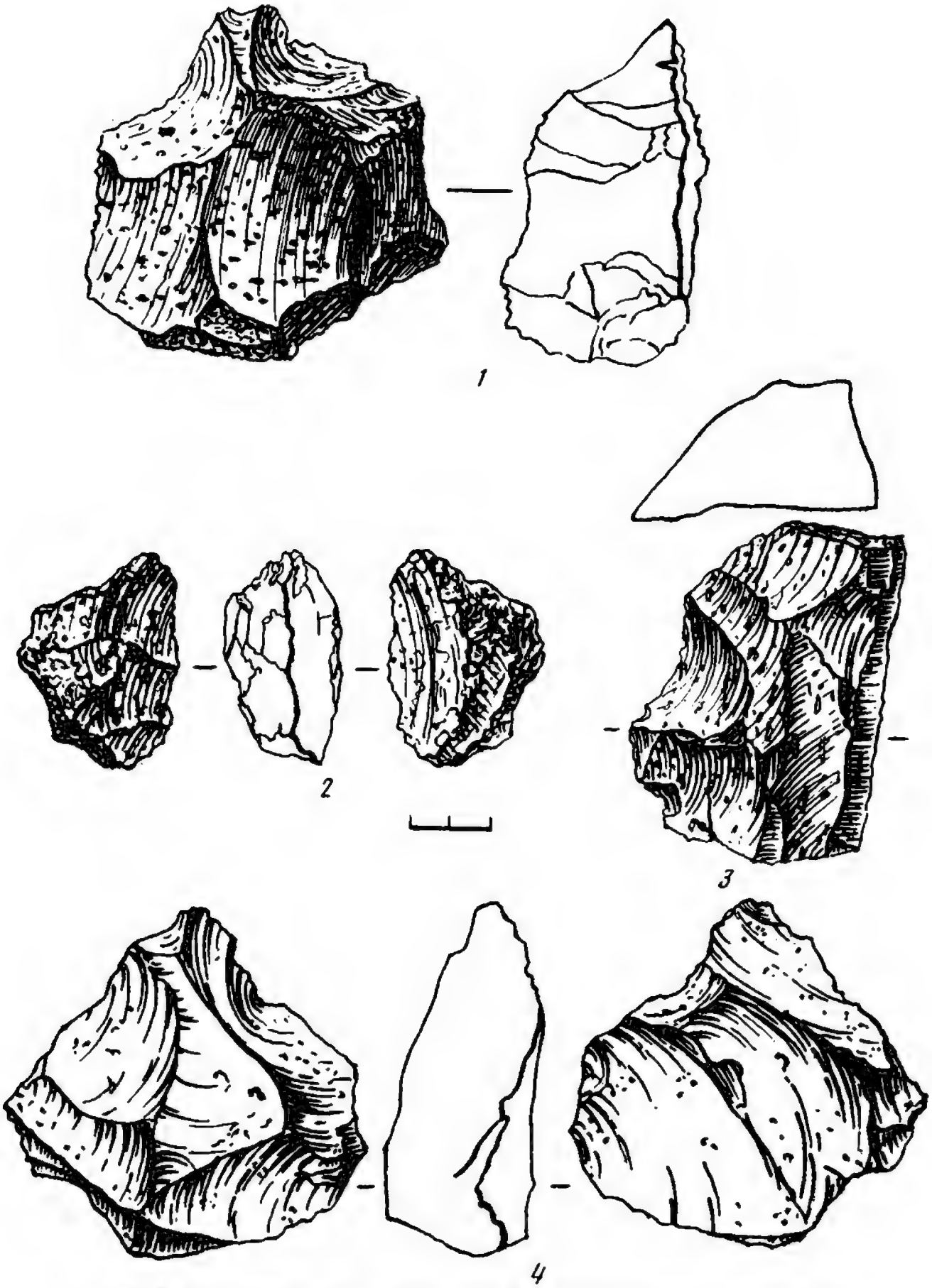



**Рис. 8. VII культурно-хронологический комплекс (гюнц–миндель)**
*1* – проторубило ("унифас"), *2–3* – чопперы, *4* – рубило

тых много изделий на галечных сколах в виде цитрусовых долек и с искусственными площадками для упора пальца или ладони. Своеобразную группу орудий составляют секачи и сечки (Гладилин, 1985).

Vв культурно-хронологический комплекс связан с VI ископаемой почвой (слой 15); Vб – с V почвой, с третьим ее горизонтом (слой 12). Собранные коллекции пока малочисленны. По степени сохранности поверхности и технико-типологическим особенностям находки занимают промежуточное место между VI и Va культурно-хронологическими комплексами.

Va культурно-хронологический комплекс (более 4000 предметов) обнаружен во втором горизонте V ископаемой почвы (слой 11). Нуклеусы представлены теми же основными разновидностями, что и в VI комплексе, но более совершенны: примитивные – 16,6%, протопризматические – 41,1%, протолеваллуазские – 2%, леваллуазские (черепаховидные и "рокосовского" типа) – 38,2%. I протопризматической техники – 32; IL – 6,5; Ilam – 6,8; IF large – 26,5; IF str. – 2,7. Коэффициент массивности отщепов и пластин – 25,3. Налицо несомненный прогресс в технике первичного раскалывания камня по сравнению с находками более древних комплексов. Проявилась эта тенденция и в наборе орудий. Заметно упала доля чопперов (12,2%). Возрос процент секачей (5,2%), сечек (8,7%) и рубил (12,2%). Проторубила – 5,2%, скребла и ножи – 33,2%, зубчатые и выемчатые орудия – 5,2%. Новым компонентом являются наконечники – иволистные и лавролистные, двусторонние, частично двусторонние и дорсальные (19,2%).

V культурно-хронологический комплекс выявлен на контакте верхнего горизонта V ископаемой почвы (слой 10) и вышележащего суглинка (слой 9), а также в этих двух горизонтах. Коллекция состоит из 21 293 предметов. Нуклеусы примитивные (преимущественно радиальные, редко радиально-двусторонние) – 27,3%, протопризматические – 34,2%, протолеваллуазские – 2,6%, леваллуазские (черепаховидные и "рокосовского" типа) – 35,9%. I протопризматической техники – 29,4; IL– 7,1; I lam – 7,7; IF large – 23,9; IF str. – 2,8. Коэффициент массивности сколов – 25. Ашельская группа орудий представлена чопперами (5,7%), рубилами (1,9%), проторубилами (0,9%), секачами (21%), сечками (13,8%). Скребла и ножи (30,4%) типологически более разнообразны по сравнению с подобными изделиями в VI комплексе: наряду с одинарными представлены двойные – простые, конвергентные и угловые. Найдены удлиненные листовидные наконечники (1,4%), аналогичные таковым в Va комплексе. Зубчатые – в умеренном количестве (12,9%), выемчатые – 6,6%, позднепалеолитические типы (скребки, резчик, долото) – 5,2%.

Все семь ашельских комплексов Королево генетически связаны. Представленные ими индустрии с многочисленными чопперами, секачами, сечками, относительно редкими и обычно атипичными рубилами и ранним зарождением леваллуазских приемов расщепления камня отличны от классического ашеля Северной Франции и Англии с обильными рубилами, без чопперов, ашеля южноевропейского или африканского с сочетанием ручных рубил, чопперов и колунов, клектона с редкими атипичными чопперами, без рубил и колунов и многочисленными орудиями на отщепах – ножами и скребками. Еще более отличаются они от микроашеля буда–индустрии Вертешсоллеша и микроашеля зубчатого (Араго, Бом-Бенн, Бильцингслебен). Наиболее близкие аналоги находят они в синхронных комплексах ашеля Чехословакии (Fridrich, 1976, 1982). Подобные комплексы выявлены в Закарпатье еще в двух пунктах: близ сел Рокосово и Малый Раковец в Хустском районе, в 7 км от Королево, на противоположном правом берегу р. Тисы. Собранные здесь обильные подъемные коллекции отличаются от королевских лишь по сырью (в Рокосово и на Малом Раковце преобладают изделия из местного обсидиана) и по производственному профилю (более выраженный характер мастерских).

Над ашельскими комплексами в Королево залегают шесть культурных горизонтов с мустьерскими изделиями. Три нижних из них (IVa, IV, III) приурочены к разным уровням IV почвы (слои 8 и 7). Материалы этих горизонтов сходны между собой по технике расщепления камня и набору орудий. Техника первичного раскалывания имеет отчетливо леваллуазский характер. Так, в III культурно-хронологическом комплексе (2757 предметов) леваллуазские нуклеусы составляют несколько более 30% против 46% примитивных (радиальных и радиально-двусторонних) и 22% протопризматических[1]. Представлены они преимущественно черепаховидны-

[1] Здесь и далее статистические данные по подсчетам Л.В. Солдатенко.

ми образцами, отличающимися большим совершенством. В ряде случаев удалось подобрать к ним сколотые с них основные леваллуазские отщепы. I протопризматической техники – 21; IL – 23; I lam – 13; IF large – 29; IF str. – 8. Изделия с вторичной отделкой, как это обычно для леваллуазских индустрий, сравнительно немногочисленны – около 3% всех находок. В коллекции несколько чопперов, секачей, сечек, близких таким же изделиям в ашельских комплексах, типологически разнообразные ножи и скребла (до 40%), зубчатые и выемчатые (13%), позднепалеолитические формы (9%).

Материалы леваллуа-мустьерских комплексов Королево генетически связаны с местными ашельскими индустриями. Аналогии им прослеживаются на других памятниках Закарпатья (Королево II, Черна I, IX, Рокосово, Малый Раковец, Диброва) и в Поднестровье (Кишлянский Яр, Кетросы).

Иными культурными традициями отмечены коллекции трех вышележащих мустьерских горизонтов (IIa, II, I).

IIa комплекс связан с низами суглинка над IV ископаемой почвой (слой 6). Комплекс состоит более чем из 16 тыс. находок. Облик индустрии здесь иной, чем в нижележащих леваллуа-мустьерских горизонтах. Уменьшается доля леваллуазских нуклеусов (14%) и снижается уровень их совершенства. Нуклеусы примитивные – 70%, протопризматические – более 15%. I протопризматической техники – 32; IL – 3; I lam – 9; IF large – 36; IF str. – 7. Среди орудий (654) преобладают ножи и скребла (64%), нередко с обработкой по всему или почти по всему периметру (овальные, подсегментовидные), с площадкой для упора либо с утоньшенным для закрепления в рукояти обушком. Представлены ножи типа прондник и клаузенише. Зубчатые и выемчатые – 24%, позднепалеолитические типы – 3%.

Параллели индустрии IIa культурно-хронологического комплекса Королево прослеживаются, в частности, в Кенигсауэ – комплексы A и C (Mania, Toepfer, 1973).

II культурно-хронологический комплекс (3362 предмета) выявлен на контакте слоев 6 и 5. В количественном отношении на первом месте стоят примитивные нуклеусы (78%), на втором – протопризматические (до 16%), на третьем – леваллуазские, обычно атипичные (5%), I протопризматической техники – 22; IL – 1,3; I lam – 6; IF large – 35; IF str. – 9. В производственном инвентаре (232 орудия) преобладают ножи и скребла (64%), среди которых часты асимметричные и реберчатые, рабочий край у которых оформлен на полученных в результате рассечения сколов-заготовок плоскостях. Большинство ножей и скребел имеет площадку для упора, чаще естественную. Некоторые из таких изделий аналогичны скреблам типа Шубаюк. Зубчатые и выемчатые орудия – 9,5%, позднепалеолитические формы – 4%. Среди последних выразительной серией представлены скребки на ударных площадках сколов.

Изделия, сходные с находками II культурно-хронологического комплекса Королево, происходят из других закарпатских памятников (Оноковцы, Горяне, Радванская Гора – Солдатенко, 1982). Параллели прослеживаются также вне пределов Закарпатья, на западе – в материалах нижнего слоя пещеры Шубаюк в Венгрии.

Изделия I культурно-хронологического комплекса (400 предметов) встречены на контакте III ископаемой почвы (слой 4) и суглинка слоя 3. Нуклеусы редки и невыразительны. I протопризматической техники – 20; IL – 2; I lam – 8; IF large – 6; IF str. – 2. В производственном инвентаре (47 орудий) преобладающее положение занимают зубчатые и выемчатые изделия (47%), на втором месте по числу находок стоят ножи и скребла (31%). Представлены также двусторонние обработанные поделки, напоминающие радиально-двусторонние нуклеусы, но отличающиеся от них небольшими размерами и мелкими сколами оббивки. Позднепалеолитические типы редки (менее 2%).

Аналогичные материалы собраны на ряде местонахождений в окрестностях Королево (Черна III, IV, VI, VIII, X, Новоселица I, II, Хижа I, Плешка II). Близки им

также коллекции из некоторых моравских пещер (Шипка, Чертова Дыра – Valoch, 1965).

Особняком в культурно-стратиграфической колонке Королево стоит Ia комплекс (около 5000 предметов), выявленный в верхней части суглинка слоя 5 под III ископаемой почвой. По технике расщепления камня и набору орудий комплекс отчетливо позднепалеолитический. Все нуклеусы – призматические. Сколы с параллельной огранкой спинок составляют более 50%. I lam – 40. Отщепы и пластины с фассетированной ударной площадкой редки. В группе орудий преобладают позднепалеолитические типы (около 70%): скребки – 50%, резчики, атипичные резцы, стамески. Раннепалеолитические формы в подчиненном положении (30%): чопперы, секачи, сечки, ножи и скребла (обычно атипичные). Зубчатые и выемчатые орудия редки. Комплекс генетически связан с находками во II культурном горизонте рядом расположенного местонахождения Королево II, залегающими в том же слое суглинков под III ископаемой почвой, но стратиграфически ниже и отличающимися от изделий Ia культурно-хронологического комплекса менее частыми позднепалеолитическими типами орудий (Гладилин, 1982а).

В некотором несогласии с предполагаемым ранневюрмским возрастом суглинков слоя 5 находятся две радиоуглеродные даты, полученные Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте АН СССР по древесному углю из суглинка слоя 5. Одна из этих дат (ГИН-2773:25 700 ± 400) совершенно неприемлема: в суглинке слоя 3 над III ископаемой почвой залегает I культурный горизонт с выразительным мустьерским набором изделий. Вторая дата (ГИН-2774:38 500 ± 1000 лет) также представляется омоложенной. Омоложение дат, видимо, произошло в результате засорения образцов более поздними углями (на участке, с которого происходят образцы первой даты, располагался гальштатский могильник с обрядом трупосожжения) или остатками истлевших корней современных растений, визуально трудно отличимыми от мелких древесных угольков. По-видимому, необходимо провести тщательный отбор образцов на радиоуглеродный анализ, иначе это противоречие трудно объяснить.

Таким образом, в Королево мы имеем уникальный для Европы случай залегания позднепалеолитической индустрии в весьма древних отложениях (ранний вюрм) между двумя мустьерскими горизонтами. Впрочем, в этом обстоятельстве нет ничего необычного. Подобное явление давно уже отмечалось на Ближнем Востоке (преориньяк, амудьен). Необычно древние позднепалеолитические комплексы (более 40 тыс. лет) обнаружены в последнее время в Болгарии (Бače-Киро, 11 слой – Kozlowski, 1979) и Чехословакии (Богунице, Ведровице, Купаржевице – Валох, 1982; Valoch, 1976а,б). Известны они и в других пунктах Карпато-Балканского региона (Гладилин, Демиденко, 1986). В этом нашла свое выражение одна из основных особенностей эволюции общества – неравномерность развития, в конечном счете обусловленная обитанием древних коллективов в различной природной среде (Величко, Гвоздовер, 1969; Герасимов, Величко, 1974; Гладилин, 1974).

В целом разрез стоянки Королево представляет значительный интерес, так как в нем отражены климатические колебания на протяжении антропогена. Все ископаемые почвы образовались во влажных условиях умеренного и теплого климата. Наиболее теплые, близкие к субтропическим условия были во время формирования низов IX, верхов VIII, низов VII и VI почв, близкие к современным – в эпохи образования V и IV почв и отличные от современных (более прохладные и сухие ) – во время формирования III почвы. Горизонты лёссовидных суглинков образовались в прохладных и засушливых условиях. Наиболее уверенно индентифицируются ископаемые почвы IV и VI, которые можно сопоставить соответственно с микулинским (эемским, рисс-вюрмским) и лихвинским (гольштейнским, миндель-рисским) межледниковьями или с прилукским и завадовским почвенными горизонтами Украины. Остальные ископаемые почвы также сопоставлены с соответствующими стратиграфическими горизонтами, однако это сделано менее достоверно. То же самое касается и горизонтов лёссовидных пород, из которых только бугский и днепров-

ский выделяются наиболее уверенно. Культурные горизонты стоянки (Адаменко О.М., Адаменко Р.С. и др., 1981; Адаменко, Поспелова и др., 1981; Адаменко и др., 1984) также получили вполне определенный геологический возраст; ашель от конца гюнца до второй половины рисса, а мустье от рисс-вюрма до внутривюрмского интерстадиала. Особого внимания заслуживает факт обнаружения культурного горизонта Ia ранней поры позднего палеолита между горизонтами с мустьерскими индустриями.

Таким образом, многослойное палеолитическое местонахождение Королево является уникальным памятником человеческой культуры, имеющим общесоюзное и мировое значение.

В настоящее время это самый древний палеолитический памятник на Европейской территории СССР и один из немногих древнейших памятников первобытного человека в Евразии. Материалы этого памятника дают новые важные данные для разработки актуальных проблем современной науки о квартере и палеолите: позволяют стратиграфически дробно расчленить антропоген, определить время и пути первоначального заселения человеком территории СССР, установить общие закономерности и местные особенности развития первобытного производства на протяжении длительного отрезка времени (около 1 млн лет), реконструировать характер и динамику процессов взаимодействия общества и природы на ранних этапах человеческой истории.

## ЛИТЕРАТУРА


*Адаменко О.М., Адаменко Р.С, Афанасьев Г.М.* и др. Позднеплиоценовая микротериофауна в красноцветных галечниках Закарпатья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 67–73.

*Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Афанасьев Г.М.* и др. О геологическом возрасте речных террас Закарпатья // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука, 1979. С. 89–92.

*Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Афанасьев Г.М.* и др. Этапы образования антропогеновых субаэральных отложений и палеолит Закарпатья // Общая и региональная палеогеография. Киев: Наук. думка, 1984. С. 63–75.

*Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Гладилин В.Н.* и др. Геология палеолитической стоянки Королево 1 в Закарпатье // Сов. геология. 1981. № 12. С. 87–92.

*Адаменко О.М., Гродецкая Г.Д.* Антропоген Закарпатья. Кишинев: Штиинца, 1987. 152 с.

*Адаменко О.М., Поспелова Г.А., Гладилин В.Н.* и др. Опорные магнитобиостратиграфические разрезы антропогеновых отложений Закарпатья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 55–73.

*Валох К.* Богунице – новая индустрия периода переходного между средним и поздним палеолитом в Моравии // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. I. С. 51.

*Веклич М.Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 212 с.

*Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Мельничук И.В.* и др. Палеогеографические этапы и рабочая стратиграфическая схема плейстоцена равнинной территории Украины // Теоретические и прикладные проблемы палеогеографии. Киев: Наук. думка, 1977. С. 89–110.

*Величко А.А., Гвоздовер М.Д.* Роль природной среды в развитии первобытного общества // Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 33–41.

*Герасимов И.П., Величко А.А.* Проблема роли природного фактора в развитии первобытного общества // Первобытный человек и природная среда. М.: ИГ АН СССР, 1974. С. 7–16.

*Гладилин В.Н.* Роль народонаселения в процессе взаимодействия природы и общества в каменном веке // Там же. С. 71–78.

*Гладилин В.Н.* Стратиграфия палеолита Закарпатья // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982а. Т. III. С. 96–97.

*Гладилін В.М.* Дослідження палеоліту України та їх перспективи // Археологія. Київ, 1982б. № 40. С. 40–43.

*Гладилин В.Н.* Ранний палеолит // Археология Украины. Киев: Наук. думка, 1985. Т. I. С. 12–54.

*Гладилин В.Н., Демиденко Ю.Э.* Начальный этап позднего палеолита // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Четвертичная геология и первобытная археология Южной Сибири.". Улан-Удэ, 1986. Ч. I. С. 71–72.

*Гричук В.П., Гуртовая Е.Е.* Межледниковые озерно-болотные отложения с. Крукеничи // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 59–90.

*Лукашев К.И.* Проблема лёссов в свете современных представлений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. 139 с.
*Пашкевич Г.А.* Природне середовище в епоху палеоліту та мезоліту на територіі Украіни // Археологія. Київ: Наук. думка, 1984. Вып. 47. С. 1–13.
*Соколовский А.И.* Сельскохозяйственное почвоведение. Харьков: Сельхозгиз, 1956. 240 с.
*Солдатенко Л.В.* Мустье Закарпатья // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 294–295.
*Fridrich J.* The first industries from Eastern and South-Eastern Central Europe // IX Congr. UISPP, colloque VIII: Les premieres industries en Europe. Nice, 1976. P. 8–24.
*Fridrich J.* Střědopaleolitické Osidleni Čech. Pr., 1982. 124 s.
*Kozlowski J.K.* Le Bachokirien – la plus ancienne industrie du Paléolithique Supérier en Europe // Zesz. nauk. UJ. Pr. archeol. 1979. Zesz. 28. S. 77–99.
*Mania D., Toepfer V.* Königsane // Veröff. Landesmus. Vorgeschichte Halle. 1973. Bd. 26. S. 42–51.
*Valoch K.* Die Höhlen Šipka und Čertova dira bei Štramberk // Anthropos. 1965. Vol. 17, N 5/9. P. 27–40.
*Valoch K.* L'Aurignacien en Moravia // IX Congr. UISPP, colloque XVI: L'Aurignacien en Europe. Nice, 1976a. P. 112–123.
*Valoch K.* Die altsteinzeithiche Fundstelle in Brno–Bohunice // Stud. Archeol. Ústavu Československ. Akad. Ved v Brne. 1976b. Roč. 4, N 1. S. 37–45.

ABSTRACT

Complex studies of archaeology, stratigraphy small mammals fauna, spores and pollen, fossil soils and loess lithology as well as palaeomagnetic and absolute age determinations by thermoluminiscent and radiocarbon methods conducted on multi layered Acheulian-Mousterian-Late Paleolithic Korolevo locality in the Transcarpathian region allowed to determine geologic and absolute Acheulian age from the close of Gunz (0,9 mln.y.) to the Late Riss and Riss-Wurm (200–150 th.y.) as well as the Mousterian age from Riss-Wurm (150 th.y.) till one of Wurmian interglacials (30–35 th. y.). Detailed palynological and mineralogo-geochemical characteristics have been provided for each of the 14 cultural-chronological complexes which permitted to reconstruct palaeoenvironments of fossil (ancient) man.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.791:56 (119)

А.Е. ДОДОНОВ, В.А. РАНОВ, Ш.Ш. ШАРАПОВ

# КАРАМАЙДАН — НОВАЯ ТОЧКА С ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМИ ОРУДИЯМИ И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФАУНОЙ В ПАЛЕОПОЧВАХ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Находки палеолита из погребенных почв лёссовых разрезов в Южном Таджикистане хорошо известны (Лазаренко, Ранов, 1977; Додонов и др., 1978). В числе наиболее значительных местонахождений этого типа можно назвать Каратау (VI педокомплекс), Лахути (V), Хонако (VI, V). Каждое из этих местонахождений дало достаточно большое количество каменного материала для археологической периодизации. Был установлен домустьерский возраст этих памятников, т.е. превышающий 75 тыс. лет[1].

Согласно термолюминесцентным данным, VI и V педокомплексы датируются соответственно около 200 и 130 тыс. лет назад. Своеобразие палеолитических памятников, связанных с погребенными почвами, состоит в том, что в них пока не обнаружено культурных горизонтов, а находки костных остатков фауны позвоночных были единичны и неопределимы. Открытие нового местонахождения палеолита в VI педокомплексе лёссового разреза Карамайдан (9 км северо-западнее пос. Файзабад) интересно в связи с находками в этой же точке костных остатков оленя и носорога.

Археологические раскопки, давшие новый палеолитический и палеонтологический материал из VI педокомплекса разреза Карамайдан, проводились в 1984 г. и были связаны с подготовкой полевой экскурсии 27-го Международного геологического конгресса (Москва, 1984 г.). Еще раньше этот разрез изучался при проведении Международного симпозиума по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы" (Душанбе, 1977 г.) и уже тогда были сделаны первые археологические находки в VI педокомплексе.

Разрез Карамайдан расположен в узком глубоком овраге на левом борту р. Джондоды (рис. 1). Долина Джондоды – правого притока р. Иляк – заполнена пролювиальными отложениями, замещающимися на склонах лёссово-почвенными образованиями (рис. 2). Всего выделяются три разновозрастные генерации отложений: верхнеплиоценовая, эоплейстоценовая и плейстоценовая. С основанием верхнеплиоцен-эоплейстоценовой толщи субаквальных и субаэральных отложений связаны находки остатков древней фауны[2], включающие следующие формы: Ursus cf. etruscus Cuv., Dicerorhinus sp., Paracamelus sp., Cervus sp., Protoryx cf. laticeps Andr., Gazella sinensis Teil. et Piv., Equus ex gr. stenonis (архаичная форма). Возраст этой фауны предварительно определен как позднеплиоценовый. Согласно палеомагнитным данным А.В. Пенькова, нижняя часть разреза Карамайдан имеет обратную намагниченность и находится в эпохе Матуяма (Путеводитель, 1981). В верхней части разреза Карамайдан, в овраге над одноименным селением, выделено десять уровней почвообразования и десять лёссовых горизонтов. Вся эта лёссово-почвенная толща имеет прямую намагниченность. Инверсия Матуяма – Брюнес проходит между X и IX педокомплексами.

[1] В более ранней нашей работе указывалось, что возраст среднеазиатского мустье находится в пределах ~75–30 тыс. лет (Додонов, Ранов, 1984).

[2] Местонахождение древней фауны было открыто А.В. Пеньковым в 1976 г. и изучалось Ш.Ш. Шараповым.

**Рис. 1. Общий вид (с севера) лёссовых покровов, обнажающихся у кишлака Карамайдан**
**Стрелкой указано местонахождение археологического раскопа на уровне VI педокомплекса**

VI педокомплекс обнажается в небольшой боковой промоине оврага. Здесь на стенке северной экспозиции был заложен археологический раскоп общей площадью 50 м$^2$, из них на 37 м$^2$ вскрыт VI педокомплекс. Ниже приводится описание VI педокомплекса сверху вниз от контакта с вышележащим горизонтом лёсса.

Светло-коричневая палеопочва, развитая на лёссе, тонкопористая, фитогенные поры карбонатизированы, отмечаются биолиты и ходы землероев (глубина 0,0–1,8 м). Иллювиальный карбонатный горизонт выражен в виде слоя повышенной карбонатизации, в нем встречаются карбонатные конкреции размером 2–4 см, его мощность 0,4–0,5 м, он наложен на нижележащую бурую почву. В интервале 0,5–1,6 м обнаружены костные остатки животных. Костный материал не окатан, залегает горизонтально. Кости белые, пустоты в них заполнены рыхлым карбонатом. Костный материал рассредоточен по латерали на протяжении всей 10-метровой стенки раскопа. Было зафиксировано восемь крупных костных обломков, из них только два определимые.

Буроцветная почва – суглинок бурого цвета, пористый, комковатый (глубина 1,8–4,2 м). В самой верхней части буроцветной почвы встречаются кротовины, генетически связанные, по-видимому, с верхней светло-коричневой палеопочвой. В оптимально развитой части профиля буроцветной почвы, для которой характерны наибольшая насыщенность окраски, отчетливая комковатость и значительная выщелоченность, встречаются каменные изделия.

Из-за обширных оплывин на склоне в месте расположения археологического раскопа и ограниченности срока работ самая нижняя часть горизонта буроцветной почвы не была вскрыта.

Как видно из приведенного выше описания, VI педокомплекс состоит из двух наложенных одна на другую палеопочв: верхней светло-коричневой и нижней буроцветной. Костный материал приурочен к верхней светло-коричневой почве, археологические находки сосредоточены в оптимально развитой части нижней буроцветной почвы.

На площади 37 м$^2$, где была вскрыта нижняя буроцветная почва, найдено 39 камен-

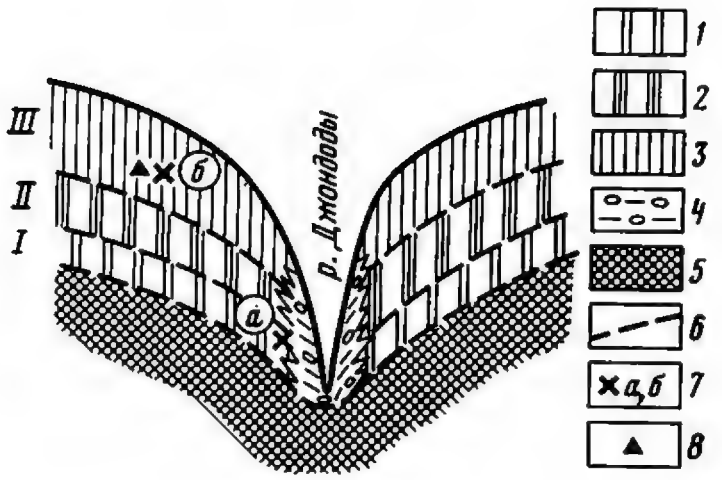



**Рис. 2.** Схема залегания субаквальных и субаэральных верхнеплиоцен-четвертичных отложений в долине р. Джондоды

*1* – розоватые уплотненные лёссы и красновато-бурые глины с красноцветными почвами; *2* – розовато-палевые уплотненные лессы с красновато-бурыми почвами; *3* – палевые лёссы с буроцветными почвами; *4* – галечники и алевриты; *5* – коренные породы; *6* – границы между разновозрастными генерациями отложений; *7* – фаунистические находки: *а* – позднеплиоценового возраста, *б* – среднеплейстоценового возраста (VI педокомплекс); *8* – раннепалеолитические находки (VI педокомплекс). Генерации разнофациальных отложений: I – верхнеплиоценовая, II – эоплейстоценовая, III – плейстоценовая

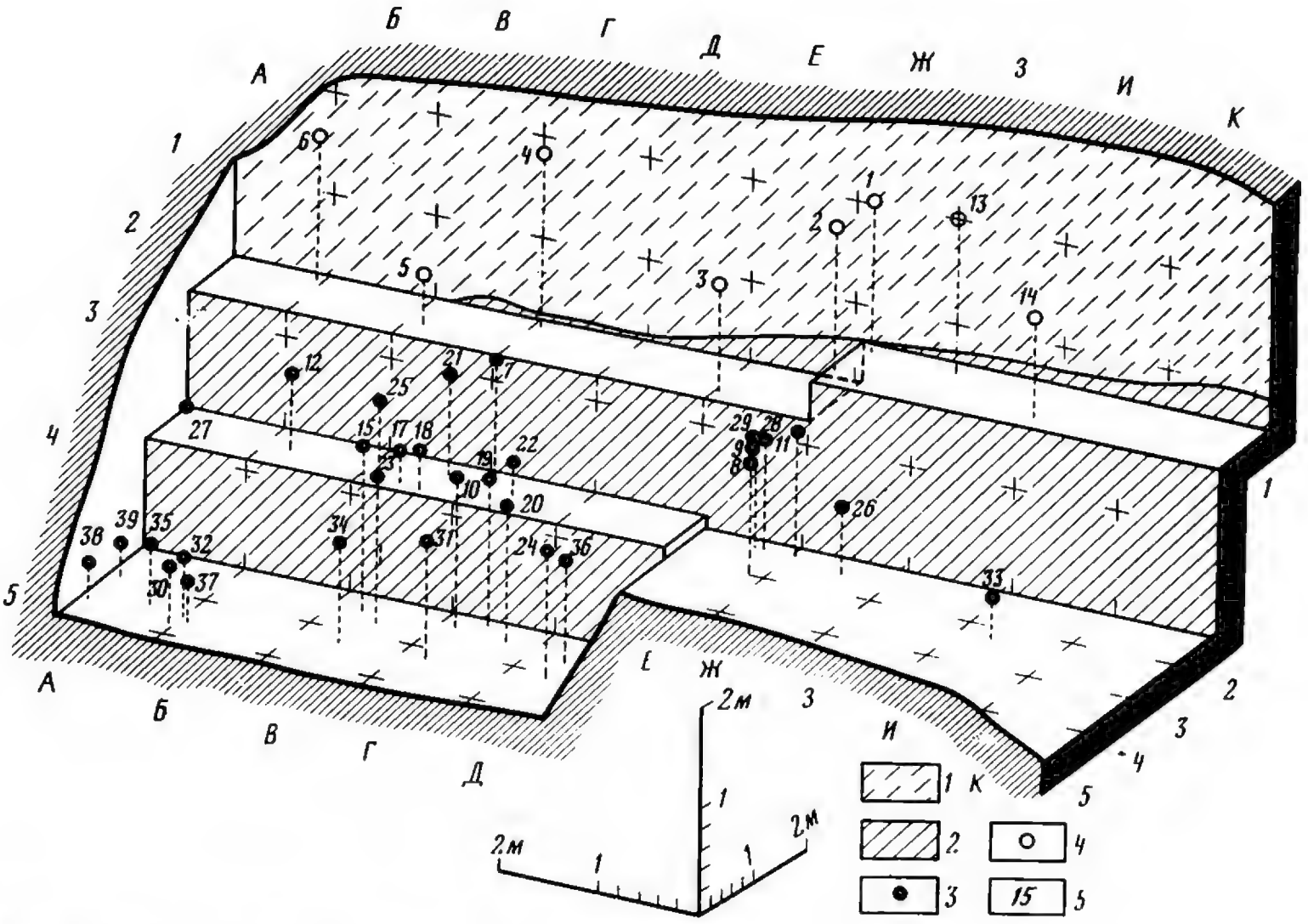



**Рис. 3.** Аксонометрия археологического раскопа на стоянке Карамайдан

*1* – верхняя светло-коричневая почва VI педокомплекса, *2* – нижняя буроцветная почва VI педокомплекса, *3* – археологические находки, *4* – костные остатки животных, *5* – порядковый номер находки

ных предметов, что в общем можно оценивать как концентрацию находок, близкую к нормальной для палеопочв Южного Таджикистана. Однако, если на таких стоянках, как Каратау и Лахути, артефакты составляют примерно 50% от общего числа находок (Ранов, 1980. С. 196), то в Карамайдане из 39 находок только 7 (18%) имеют бесспорные следы преднамеренной обработки. Не исключено, что это обстоятельство вызвано очень плохим качеством первичного материала, использовавшегося для изготовления орудий. В составе древних галечников р.Джондоды представлены гранодиориты, эффу-

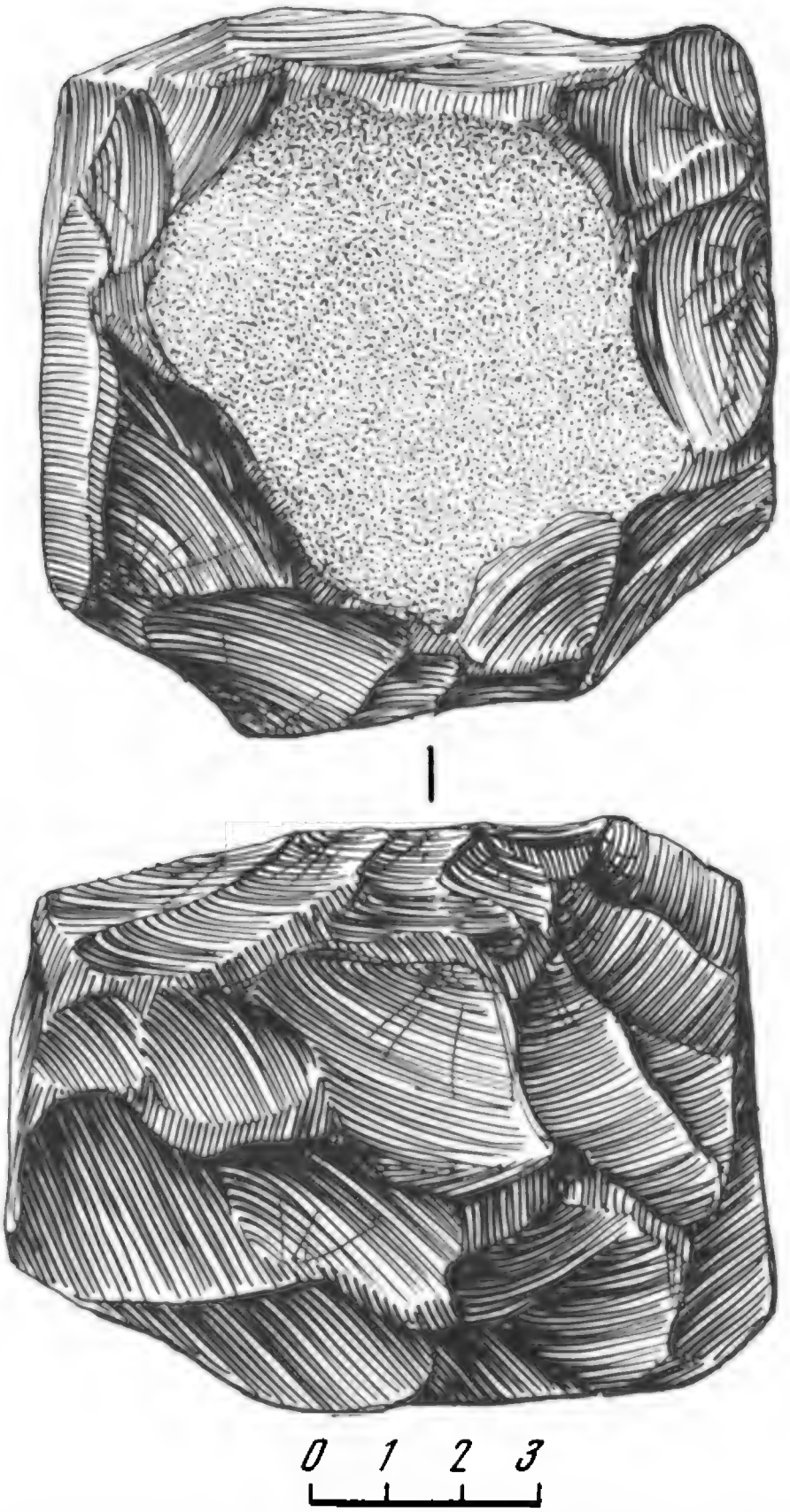



**Рис. 4.** Кубовидный нуклеус. Карамайдан, VI педокомплекс

зивы, метаморфические породы, как правило малопригодные для пластинчатого скалывания.

Пространственное положение находок в нижней буроцветной почве VI педокомплекса показано на рис. 3, где аксонометрически изображены все находки, что позволяет установить их место внутри почвы. Основную часть находок составляют гальки без сколов и угловатые обломки. Среди наиболее хорошо выраженных артефактов можно отметить следующие.

1. Кубовидный нуклеус крупных размеров с заметно выветрелой патинизированной поверхностью, по форме и, главное, по характеру обработки поверхности отдаленно напоминающий сфероид африканского нижнего палеолита. Для изготовления орудия взята крупная галька с одной плоской, а второй скошенной, но ровной поверхностью,

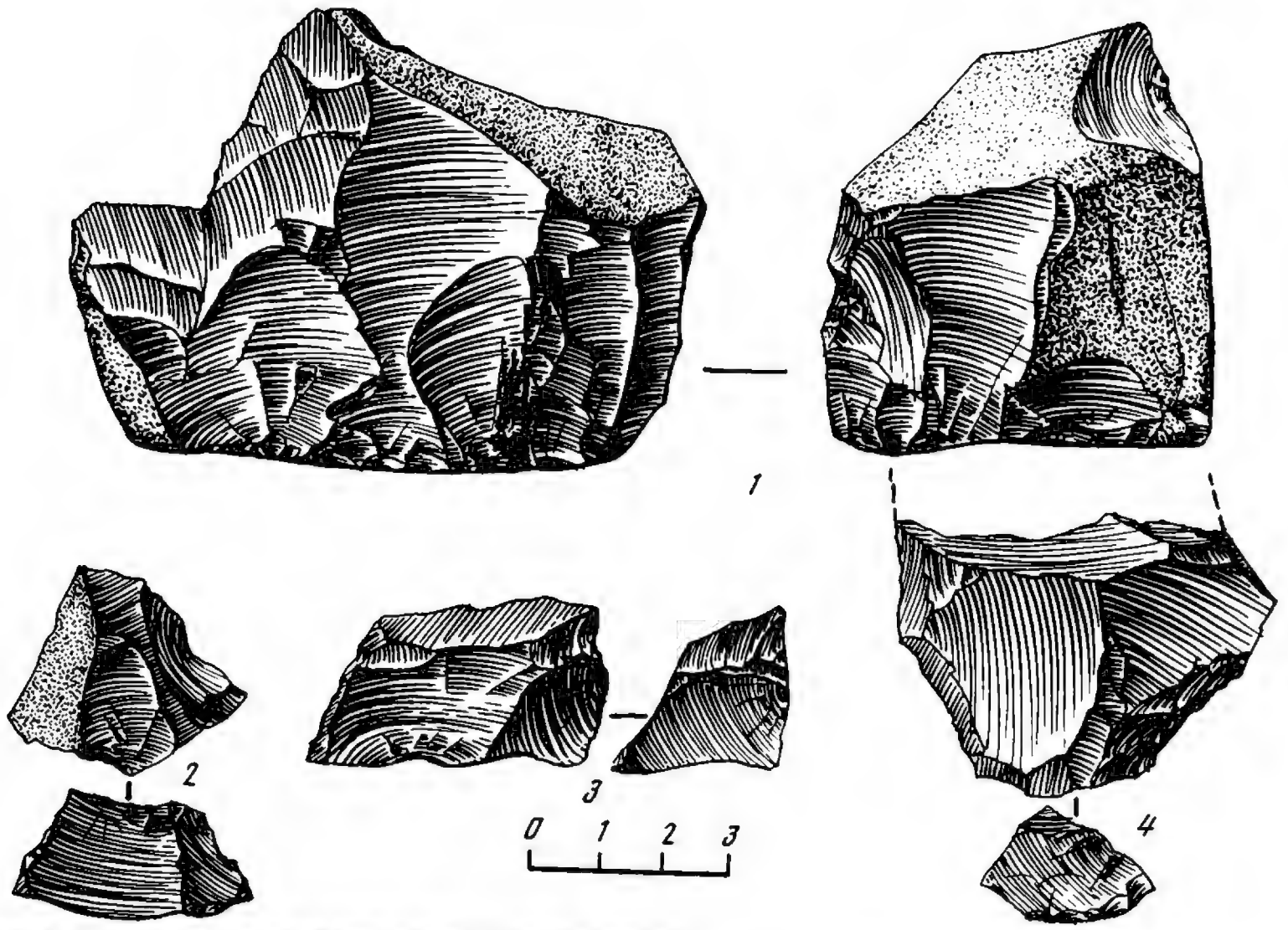



**Рис. 5.** Каменные изделия Карамайдан, VI педокомплекс
*1* – чоппер; *2* – отщеп; *3* – изделие, напоминающее нуклевидный скребок высокой формы; *4* – скребловидное орудие

которые без специальной подготовки служили отбивными площадками. С них сняты крутые, частично набегающие друг на друга сколы, большей частью короткие. В отдельных случаях, однако, имеются и продолговатые фасетки снятий. Особенно хорошо обработан один фас, являющийся практически боковой поверхностью, другие стороны отделаны 2–3 ударами, а в одном случае это поверхность плоскости раскалывания. В целом нуклеус отличается грубостью обработки и заметным архаизмом. В других коллекциях каратауской культуры подобные изделия ранее не отмечались. Размеры: 10,2 × 9,8 × 8,3 см (рис. 4).

2. Крупное изделие, напоминающее чоппер, изготовлено из обломка гальки с плоской поверхностью, которая и является основанием орудия. Хорошо заметна серия снятий, фасетки которых идут от этой покрытой галечной коркой площадки. Они образуют рабочий край чоппера с прямым лезвием, заходящим и на торцовую часть гальки. Слева на выступе, образовавшемся на естественном изломе, имеется небольшой, всего 2,2 см, участок с довольно тщательной ретушью, не видной на представленном рисунке. Таким образом, орудие можно назвать комбинированным. Мелкие фасетки, выпадения, забитость по краю свидетельствуют о том, что орудие было в работе. Размеры 8,8 × 5,6 × × 6,5 см (рис. 5, *1*).

3. Второй чоппер имеет предварительную оббивку, образующую рабочий фас орудия. Это крупные сколы, снимающие галечную корку на 3/4 периметра уплощенно-выпуклой гальки, причем сколы снимались с неподготовленной предварительными ударами поверхности галечной корки. В центральной части эти сколы проходят всю толщину гальки, по краям, тоже загнутым обработкой, почти всю. В краевых частях по кромке рабочего лезвия орудия хорошо заметны мелкая ретушь или следы работы, в централь

ной части имеется лишь гладкая поверхность и создается впечатление, что здесь часть гальки выломана и рабочий край уничтожен. Размеры: 11,0 × 6,9 × 6,4 см.

4. Обломок крупного отщепа – скребловидного инструмента. Массивный отщеп с хорошо заметной огранкой спинки и с небольшим участком интенсивной ретуши, создающей слегка вогнутый рабочий край. Длина сохранившейся части 3,7 × 5,5 × × 1,7 см (см. рис. 5, *4*).

5. Маленький отщеп треугольной формы с сильно утолщенной ударной площадкой. Сохраняет на спинке участок галечной корки и хорошо заметные сколы, идущие с разных направлений. Размеры 2,8 × 3,4 × 1,7 см (см. рис. 5,2).

6. Обломок с несколькими сколами, явно преднамеренного характера, отдаленно напоминающий плохо выраженный скребок высокой формы, какие иногда встречаются в коллекциях каратауской культуры, в частности в материалах стоянки Каратау (Ранов, 1977. С. 12). Размеры 4,3 × 2,4 × 2,5 см (см. рис. 5, *3*).

По типологии и характеру обработки артефакты, найденные в VI педокомплексе разреза Карамайдан, аналогичны каменным изделиям, известным на этом же стратиграфическом уровне в других точках (Каратау, Хонако).

В состав костного материала, обнаруженного в верхней светло-коричневой почве VI педокомплекса, примерно в 0,5 м над артефактами входит вполне определимый неполный рог примитивного оленя и локтевая кость небольшого носорога. Кости тяжелые, минерализованные, патинизированные, их поверхность карбонатизирована. Они не имеют признаков раскалывания или раздробления, по которым их можно было бы причислить к кухонным остаткам животных первобытной стоянки.

Ниже дано описание костных остатков носорога и оленя из VI педокомплекса разреза Карамайдан.

## ОТРЯД PERISSODACTYLA OWEN, 1848

## СЕМЕЙСТВО RHINOCEROTIDAE OWEN, 1845

### Род Dicerorhinus Gloger, 1841

Dicerorhinus cf. beliajevi Sharapov, 1986

Рис. 6; табл. 1

**Материал.** Неполная правая локтевая кость с частично разрушенной полулунной вырезкой с внутренней стороны. Коллекция Института зоологии и паразитологии АН ТаджССР (ИЗиП АН ТаджССР).

**Местонахождение.** Карамайдан, VI педокомплекс.

**Геологический возраст.** Средний плейстоцен.

**Описание и сравнение.** Локтевая кость (рис. 6; табл. 1) довольно хорошей сохранности, в изломе имеет характерный беловатый цвет, покрыта сверху известковистой коркой. Вторичная минерализация кости значительна, она гигроскопична и очень тяжелая. Нет дистального конца. Размеры небольшие. Восстановленная длина достигает лишь 410–415 мм, что очень близко к длине локтевой кости Dicerorhinus beliajevi (420 мм) и значительно меньше, чем у D. megarhinus, D. jeanvireti и даже D. etruscus (468 мм – средняя величина) (Шарапов, 1986; Guerin, 1972). Восстановленная длина кости, измеренная от вершины клювовидного отростка (301 мм), также оказалась значительно меньше, чем у Caelodonta antiquitatis и C. tologoijensis (356–397 и 456 мм) (Беляева, 1966). Суставная поверхность для сочленения с лучевой костью, как у D. beliajevi и D. etruscus, пологая, более выпрямленная и неширокая. Индекс последней (16,4%) находится в пределах индексов у D. etruscus (16,2%), но меньше, чем у D. beliajevi (18,9%). Середина диафиза в разрезе представляет собой почти равносторонний треугольник. Индекс отношения ее ширины к полной длине – 8,4%. Это соотношение ближе всего к таковому у D. beliajevi (9,0%) и значительно больше, чем у D. jeanvireti, D. megarhinus и D. etruscus. Интересно отметить, что соотношения индексов ширины верхнего конца и диафиза, вычисленные к длине кости от верхнего конца крючковидного отростка, очень близки или даже тождественны (22,6 и

Таблица 1

**Промеры (в мм) и индексы (в %) локтевой кости видов рода Dicerorhinus**

| Показатели | D.cf. beliajevi, Карамайдан | D.beliajevi, Куруксай | D.etruscus (Guerin, 1972) lim / m | C.antiquitatis (Беляева, 1966) lim / m |
|---|---|---|---|---|
| 1. Полная длина | 355,0 | 420,0 | 432,0–505,0 / 468,0 | – |
| 2. Полная длина (восстановленная) | 415,0 | | | |
| 3. Длина от вершины крючковидного отростка | 295,0 | 347,0 | – | 356,0–430,0 |
| 4. То же (восстановленная) | 301,0 | | | |
| 5. Поперечник олекранон | 52,5 | 51,0 | 50,0–61,0 / 54,0 | – |
| 6. Поперечник верхнего сустава | 68,0 + | 79,0 | 66,0–82,0 / 75, 47 | 91,0–106,0 |
| 7. Передне-задний диаметр верхнего конца | 102,5 | 115,0 | 112,0–138,0 / 128,38 | – |
| 8. Поперечник диафиза | 35,0 | 38,0 | 28,0–45,0 / 34,38 | 40,0–51,0 |
| 9. Передне-задний диаметр диафиза | 50,0 | 44,0 | 30,0–52,0 / 40,75 | 47,0–58,0 |
| 10. Поперечник дистального конца | – | 27,0 | 31,0–44,0 / 38,10 | – |
| 11. Передне-задний диаметр дистального конца | – | 60,0 | 50,0–66,0 / 60,80 | 41,0–69,0 |
| Индексы: 6 : 1 | – | 18,9 | 15,2–17,7 / 16,2 | – |
| 6 : 2 | 16,4 | – | – | – |
| 6 : 3 | – | – | – | 19,9–26,7 / 24,3 |
| 6 : 4 | 22,6 | – | – | – |
| 8 : 1 | – | 9,0 | 7,7–8,6 / 8,1 | – |
| 8 : 2 | 8,4 | – | – | – |
| 8 : 3 | – | – | – | 11,6–14,6 |
| 8 : 4 | 11,6 | – | – | – |

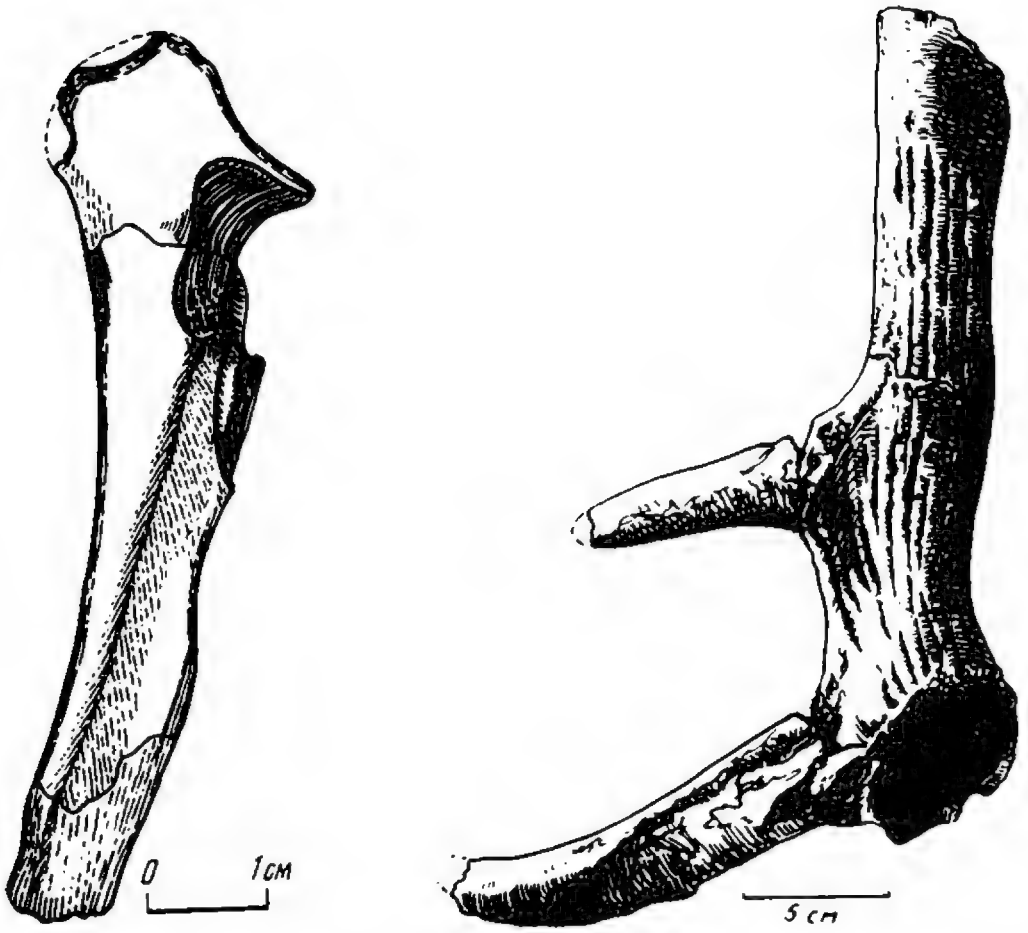



**Рис. 6.** Dicerorhinus cf. beliajevi Sharapov, 1986. Неполная правая локтевая кость. Карамайдан, VI педокомплекс. Коллекция Института зоологии и паразитологии АН Тадж ССР

**Рис. 7.** Cervus elaphus bactrianus fossilis. Правый неполный сброшенный рог. Карамайдан, VI педокомплекс. Коллекция Института зоологии и паразитологии АН ТаджССР

11,6%) с таковыми у C. antiquitatis (26,5 и 11,6%) (Беляева, 1966). Но если учитывать укороченность кости, то указанные значения у карамайданского носорога все же окажутся больше, чем у C. antiquitatis.

Таким образом, подводя итоги изучения локтевой кости карамайданского носорога, следует отметить, что он, по-видимому, обладал сравнительно укороченными и несколько массивными костями конечностей, как, например, позднеплиоценовый D. beliajevi или плейстоценовый C. antiquitatis.

Отсутствие в нашем распоряжении соответствующего по качеству и количеству материала, в том числе серийного, и отсутствие переходных форм принуждают воздержаться от отождествления карамайданского носорога с D. beliajevi и C. antiquitatis, но склоняет нас с большой осторожностью отнести его к роду Dicerorhinus Gloger, 1841.

Вполне вероятно, что карамайданский носорог – непосредственный потомок D. beliajevi, дожившего на территории Таджикистана вплоть до среднего плейстоцена. Весьма вероятно, что он экологически очень близок к C. antiquitatis – обитателю тундры и березово-сосновых лесов (преимущественно хвойных рефугиумов), а также холодных степей.

Распространение. Поздний плиоцен–средний плейстоцен; Южный Таджикистан.

## ОТРЯД ARTIODACTYLA OWEN

## СЕМЕЙСТВО CERVIDAE GRAY, 1821

### Род Cervus Linnaeus, 1758

Cervus elaphus bactrianus fossilis

Рис. 7; табл. 2

Материал. Правый неполный сброшенный рог с двумя незначительно разрушенными на концах отростками. Коллекция Института зоологии и паразитологии АН ТаджССР (ИЗиП АН ТаджССР).

Местонахождение. Карамайдан, VI педокомплекс.

Геологический возраст. Средний плейстоцен.

Описание. Судя по размерам разветвления описываемого экземпляра, рога карамайданского ископаемого оленя были более простые и легкие, чем у центральноазиатских оленей, относящихся к формам из более теплой зоны. Розетка небольшая, овальная, должно быть, с хорошо выраженными жемчужинами (последние разрушены), о чем свидетельствуют глубокие и резко очерченные сосудистые борозды, особенно на внутренней поверхности ствола. Базальный отросток недлинный, на стволе стоит очень низко, у самой розетки, как у благородных оленей, направлен вперед и вниз под прямым углом к главному стволу, имеет округлое сечение. Второй отросток, если его принимать за ледовый, развит относительно слабо, значительно короче, чем глазной; направлен также вперед и вниз, имеет округлое сечение. На стволе он расположен довольно высоко, как у большинства рогов современных бухарских благородных оленей. Расстояние между ним и базальным (глазным) отростком составляет 67 мм. Дистально от базального отростка ствол несколько загибается назад и затем идет строго вертикально вверх, незначительно расширяясь и уплощаясь на конце отлома. Сечение его овальное.

Индивидуальная изменчивость. Рога Cervus elaphus s. lato имеют сильную индивидуальную изменчивость. Особенно она характерна для оленей хангулового типа строения рогов. В частности, на рогах бухарских оленей (C.elaphus bactrianus) и изюбрей (C. elaphus xantopygus) довольно часто не развит ледовый отросток или он на стволе располагается более свободно. Так, на изображенных В.Г. Гептнером (Гептнер, Цалкин, 1947) рисунках черепов самцов изюбрей в двух случаях из 13 ледовый отросток не развит, а в одном случае он отодвинут на некоторое расстояние от глазного отростка. Зато на рогах бухарских оленей ледовый отросток не развит в четырех случаях из четырех и только в двух случаях отодвинут на некоторое расстояние от глазного отростка, причем такая тенденция у них выражена далеко не в одинаковой степени; у трех черепов он оказался неразвитым только на левом роге, тогда как на правом он размещен более свободно. Обратное явление наблюдается только в одном случае.

Сравнение. По размерам и строению рогов карамайданский ископаемый олень не отличается от современного C. elaphus bactrianus. От C. acoronatus из нижнего плейстоцена Тирасполя, Зюссенборна, Мауэра и Мосбаха (Кальке, 1971) он отличается более высоким расположением ледового отростка и более выпрямленным стволом, а также коротким глазным отростком. От C. magnus из нижнего плейстоцена Китая (Zdansky, 1925) и близкой к нему формы современного оленя из юго-восточной Азии (C. nippon) карамайданский олень отличается главным образом наличием ледового отростка и относительно меньшими размерами рогов.

Замечания. Бухарский олень (C. elaphus bactrianus) в Таджикистане в ископаемом состоянии отмечен впервые. В эволюционном аспекте, судя по строению небольших рогов, он наиболее примитивный и наименее специализированный подвид благородных оленей рода Cervus L., обитавших скорее всего в довольно теплых климатических условиях среднего плейстоцена. Ископаемый материал еще раз доказывает, что более

Таблица 2

**Промеры рогов (в мм) рода Cervus**

| Показатель | Cervus elaphus bactrianus fossilis, Карамайдан | C. acoronatus (Кальке, 1971) | |
|---|---|---|---|
| | | № 169 | № 189 |
| Обхват венчика | 170,0 | 168,0 | 208,0 |
| Поперечник венчика (горизонтально) | 59,0 | 56,8 | 71,8 |
| То же (вертикально) | 46,3 + | 49,5 | 61,8 |
| Расстояние от венчика до глазного отростка | 14,0 | 20,4 | 7,0 |
| Длина глазного отростка до отлома | 145,5 | 152,0 | – |
| Расстояние от венчика до ледяного отростка | 110,0 | 78,2 | – |
| Длина ледяного отростка до отлома | 82,0 | 155,0 | – |
| Обхват ствола (дистальное уплощение) | 130,0 | 152,0 | – |
| Наибольший поперечник дистального уплощения | 45,0 | 59,2 | – |
| Малый поперечник дистального уплощения | 27,0 | 36,6 | – |
| Длина ствола от венчика до конца отлома | 277,0 | 385,0 | – |

простой и легкий хангуловый (центральноазиатский) тип строения рогов сформировался по крайней мере уже в среднем плейстоцене, если не раньше, что вполне вероятно. Он более, чем другие европейские плейстоценовые формы благородных оленей, близок к исходному типу и поэтому может рассматриваться как форма, близкая к европейскому гюнц-миндельскому C.elaphus antiquus или даже несколько древнее него.

Распространение. Средний плейстоцен – современность; Южный Таджикистан.

Результаты изучения нового местонахождения палеолитических изделий и костных остатков позвоночных в VI педокомплексе разреза Карамайдан позволяют шире представить зону расселения человека нижнего палеолита в Южном Таджикистане, а также получить дополнительные сведения о палеонтологическом возрасте ископаемых почв. Можно полагать, что в раннепалеолитическое время при формировании нижней буроцветной почвы VI педокомплекса в Карамайдане располагался небольшой первобытный охотничий лагерь. В этом лагере сохранились в погребенном состоянии артефакты, использовавшиеся в процессе жизнедеятельности древних людей. Костные остатки животных, находящиеся в верхней светло-коричневой почве VI педокомплекса над горизонтом с артефактами, захоронились в то время, когда древний человек перестал посещать охотничий лагерь в Карамайдане. Поэтому находки костных остатков и следы палеолитической стоянки пока можно интерпретировать как два независимых друг от друга захоронения, оказавшихся в одной вертикальной проекции. Возможно, дальнейшие раскопки позволят уточнить наши выводы.

ЛИТЕРАТУРА

*Беляева Е.И.* Семейство Rhinocerotidae Owen, 1845 // Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. С. 92–143.

*Гептнер В.Г., Цалкин В.И.* Олени СССР. М.: МОИП, 1947. 119 с.

*Додонов А.Е., Ранов В.А.* Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МГК. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 67–81.

*Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В.* Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. № 48. С. 86–102.

*Кальке Г.Д.* Семейство Cervidae Gray, 1821 // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 137–156.

*Лазаренко А.А., Ранов В.А.* Каратау I – древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1977. № 47. С. 45–57.

Путеводитель экскурсии А–11. С-11. XI конгр. ИНКВА. М.: ВИНИТИ, 1981. 68 с.

*Ранов В.А.* Работы отряда по изучению каменного века в 1973 г. // Археологические работы в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1977. Вып. 13. С. 6–24.

*Ранов В.А.* Древнепалеолитические находки в лёссах Южного Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 195–201.

*Шарапов Ш.Ш.* Куруксайский комплекс позднеплиоценовых млекопитающих Афгано-Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1986. 270 с.

*Guerin C.* Une nouvelle espèse de Rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) á Vialette (Haute-Loire, France) et dans d'autres gisements du Villafranchien inferieur européen: Dicerorhinus jeanviteti n. sp. // Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. 1972. N 49. P. 53–150.

*Zdansky O.* Fossile Hirsche Chinas // Palaeontol. Sinica C. 1925. Vol. 2, fasc. 3. P. 1–94.

ABSTRACT

A new site with Palaeolithic and paleontological finds has been studied in pedocomplex VI of the Karamaidan loess sequence. Palaeolithic finds are referred to pebble tradition. The bone material includes the primitive deer horn and rhinoceros' elbow bone. These Middle Pleistocene finds are interpreted as two independent burials recovered from the same vertical projection.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.79

К.В. НИКИФОРОВА

# ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В сентябре 1986 г. Генеральная ассамблея ИКСУ, состоявшаяся в Берне (Швейцария), официально утвердила Международную программу по изучению глобальных изменений в геосфере и биосфере. Осуществление данной программы предполагается до конца настоящего столетия, при этом она будет тесно взаимодействовать с другими международными программами, такими, как Климат мира и Человек и биосфера (Rutter, Faure, 1987).

Выполнение программы изучения глобальных изменений основывается на фундаментальных исследованиях, но в то же время она предполагает непосредственное применение полученных результатов для нужд человека, помогает более глубокому пониманию взаимосвязанных процессов, происходящих в окружающей среде, и, таким образом, дает возможность более точного предвидения изменения последней в ближайшем будущем. В этом отношении особенно важна роль изучения глобальных процессов, происходивших в четвертичном периоде, являющемся как бы мостом от прошлого к будущему. Исследования четвертичных отложений несомненно содействуют более глубокому пониманию различных типов изменений, которые происходили на Земле.

Как указывают Н. Раттер и Х. Фор, комплексные исследования по четвертичному периоду часто помогают решать вопросы, возникающие в других смежных дисциплинах. Так, магнитные обращения, доказанные при помощи геофизических исследований, способствовали уточнению кайнозойской хронологии, а также объяснению ряда биологических изменений в животном и растительном мире. Другим ярким примером является установление факта, что главные орбитальные параметры Земли имеют периодизацию, которая отразилась в изотопном составе океанов, что, в свою очередь, повлияло на основные климатические изменения и колебания уровня Мирового океана. Растительные остатки, захороненные в озерных осадках (пыльца, семенная флора, диатомеи), свидетельствуют об изменениях климата и других условий окружающей среды на разных стратиграфических уровнях.

Как уже достаточно доказано в последнее время, климатические колебания, наиболее ярко выраженные в четвертичном периоде, вызваны в основном астрономическими причинами, которые влияют также на колебания уровня океана, температуру глубинных вод, возникновение эпох лёссообразования, палеогидрологические и многие другие процессы и явления, имеющие глобальное распространение. Наиболее известным событием глобальных изменений в течение четвертичного периода были оледенения Северной Европы и Северной Америки. Оледенения повторялись несколько раз и сменялись межледниковьями, когда климат был теплее современного или приближался к таковому. Оледенения зафиксированы не только в специфичных отложениях на континентах, но и в осадках океанического дна, а также в наличии ископаемого льда, в озерных и других отложениях, где отмечается периодичность климатических колебаний. В настоящее время можно считать установленным, что климатические флуктуации просматриваются повсеместно в одно и то же время, хотя и отражаются по-разному в зависимости от местных природных условий. Глобальность крупных изменений, которые повторялись на всех широтах земного шара, подтверждается при изучении непре-

рывных разрезов, особенно кернов скважин, комплексом методов, как биостратиграфических и климатостратиграфических, так и физико-химических (палеомагнитные – ПМ, радиологические, изотопные методы и т.п.).

Х. Фор (Faure, 1984) приводит яркие примеры значения изучения глобальных климатических изменений, происшедших в сравнительно недавнем прошлом, для современного человечества. Так, в Сахаре границы пустыни колебались несколько раз на более чем сотни километров даже в последние 20 тыс. лет. Современное опустынивание Сахеля произошло в течение последних нескольких сотен лет как отклик в ответ на природные колебания дождей, усиливавшихся вмешательством человека.

Другое глобальное изменение за последние 18 тыс. лет (со времени последнего ледниковья) – быстрое поднятие уровня моря в результате таяния льда. Очень много воды было добавлено в океаны, затопившие большую часть континентальных шельфов, разрушив почву и растительность и оставив в воспоминаниях человека миф о "потопе".

Природные, медленно накапливающиеся слои снега, ленточных илов и ископаемых микроорганизмов на дне озер и моря, древесных колец или других долговременных серий могут содержать детальные сведения о прошлых событиях. Эта информация может быть получена из геохимических, изотопных, микробиологических или биометрических данных, как бы вписанных в датированные последовательные слои. Все эти долговременные серии показывают связанные вариации астрономических, физических, химических или биологических параметров, относящихся к истории глобальных изменений. Они могут быть ясно реконструированы, иногда год за годом до какого-то времени назад (Faure, 1984).

После краткого вступления перейдем к конкретному прослеживанию глобальных событий в конце плиоцена и в четвертичном периоде.

Внутри плиоцена и четвертичного периода имеются хорошо выраженные климатические циклы, прослеживающиеся на фоне общего постепенного похолодания. В Северном полушарии оно в основном падает на поздний неоген, когда появились оледенения в пределах континентов и плавучие льды в океане (началось оно где-то в начале позднего плиоцена – 3,4 млн лет назад (л.н.), но особенно резко проявилось около 2,5–2,4 млн л.н.). В Южном полушарии плавающие льды, по-видимому, образовались ранее 4 млн л.н. В Западной Антарктике интенсивный ледниковый щит существовал в позднем миоцене, а в плиоцене он образовался и в Восточной Антарктике и был много больше современного. Наличие ледникового щита в Южном полушарии привело к понижению уровня моря (что объясняется гляциоэвстатическими причинами) и регрессии в мировом масштабе. Таким образом, континентальное оледенение началось в высоких широтах Южного полушария раньше, чем в Северном.

Наиболее значительное похолодание в плиоцене и связанное с ним понижение уровня Мирового океана близко совпадают по времени с нижней границей эпох Гаусс и Матуяма, когда произошла смена прямой полярности на обратную. По шкале Е. Мартини (Martini, 1971) на это время падает наннопланктоновая зона Discoaster pentaradiatus. В арктическом бассейне появляются бореальные моллюски. В Нидерландах формируются отложения претиглия с холодной флорой. Несомненно, что и до претиглия существовали холодные фазы в плиоцене Нидерландов, но ни одна из них не вызвала такого крупного опустошения во флоре, как в претиглии. В это время верхняя граница распространения леса в первый раз за весь поздний кайнозой проходила южнее Нидерландов и подвинулась снова к северу лишь в последующую теплую фазу, в тиглии.

В Советском Союзе холодная таежная флора впервые в плиоцене появляется в чистопольском горизонте. Отложения его характеризуются хапровской фауной млекопитающих. Это время в фауне грызунов отличается присутствием первого болотного лемминга – Synaptomys mimomifor mis (местонахождение Симбугино в Башкирском Предуралье). Первые лемминги отмечены также в фауне виллания в Северной Европе и в Польше. В Южной Европе границе Гаусс–Матуяма соответствует начало среднего виллафранка; с ним совпадает тибрская граница, к которой приурочена резкая смена растительности в Италии: вымирание Taxodium, Sciadopitys и др. и последующее ста-

новление растительности, указывающей на ухудшение климата (Lona, Bertoldi, 1973). На это же время в Италии падает крупная эрозионная фаза (акватраверская), которая сопровождается вулканической деятельностью. Изучение террас Нижнего Рейна привело К. Брунакера и др. (Brunaker et al., 1977) к заключению, что начало оледенения в данном регионе датируется около 2,4 млн лет.

Все эти события предположительно являются отражением возникшего в Северном полушарии оледенения, эквивалентного, по-видимому, биберскому оледенению Альп и появлению первой ледяной шапки в Исландии. Бурение, проведенное в Северной Атлантике, показало, что континентальное оледенение в Северном полушарии могло начаться около 3–2,5 млн л.н.

Сейчас, по мере накопления фактов, можно говорить о большом сходстве между климатическими изменениями в Атлантике, Карибском бассейне, Пацифике и Субантарктике в течение позднего плиоцена и четвертичного периода. Оледенение в высоких широтах около 2,5–2,4 млн л.н. находит хорошее отражение в кернах дна океана: наиболее древний, принесенный льдами детрит был обнаружен на широте 60° близ границы Гаусс–Матуяма. О. Бенди (Bendy, Ingle, 1970) считал, что около 2,5 млн л.н. одна из ветвей Гольфстрима, которая текла в течение мела, палеогена и большей части неогена вдоль восточного края Северной Америки, была внезапно блокирована появлением айсбергов в море Лабрадор и Гольфстрим был смещен к югу, к его современному положению, много южнее 45° с.ш. Лабрадорское течение, возможно, сформировалось в это время в результате сильного похолодания; в Северной Атлантике возникла полярная арктическая область, развилась холодноводная фауна. Появление плавучего льда в Северной Атлантике совпадает со временем появления ледникового детрита (2,5 млн л.н.) и в северной Пацифике.

В Северном море преобладало прогрессирующее обмеление, на что указывает изменение фауны от неритической к литоральной и почти к наземным группировкам в центре Нидерландов. К этому времени относятся отложения нижней части исенского крага, в которых отмечается бореальная и арктобореальная фауна моллюсков. В нижнем исене устанавливается по крайней мере двукратное изменение температуры воды от холодной к умеренно теплой, а по данным наземной флоры – аналогичное изменение температуры воздуха (Funnel, 1973).

Близ границы Гаусс–Матуяма существенное похолодание отмечается и в Северной Азии. По данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), на юге Западной Сибири в это время формируется таежная растительность; севернее развивались лесотундровые и тундровые ассоциации; в фауне моллюсков вымирают теплолюбивые виды. Фауна млекопитающих в Северном Казахстане, Сибири, Забайкалье и Монголии характеризуется широкой адаптивной радиацией рода Equus, расселением родов Archidiskodon и Eucladoceros. Эта фауна хорошо коррелирует со средним виллафранком Европы (Вангенгейм, Зажигин, 1972).

В Средней Азии в качестве геологического рубежа, свидетельствующего о наступании континентального и аридного климата, можно рассматривать начало лёссообразования (Додонов, 1986). В Южном Таджикистане и в Приташкентском регионе оно началось около 2,4 млн л.н., близ границы Гаусс–Матуяма (каменные лёссы). К тому же времени относится начало формирования лёсса в Северном Китае (лёсс учэн). В фауне млекопитающих Северного Китая появляется Equus (An Zhisheng, 1984). Указанный автор отмечает, что геологические события, имеющие место в ранней Матуяме, связаны с глобальными климатическими изменениями и в то же время с поднятием Тибетского плато и Гималаев, приуроченым к границе эпох Гаусс–Матуяма. Похолодание климата началось в Северном Китае около 3,5 млн л.н. (начало позднего плиоцена), в период 3,5–2,5 млн л.н. климат стал еще более прохладным; но главное ухудшение климата, сопровождавшееся сухостью и холодом, имело место 2,4 млн л.н.

Флювиально-озерные отложения Северного Китая, известные как формация нихэвань или санмэнь, развиты в межгорных бассейнах. Формация нихэвань разделяется на две части (Zhang Shouxin, 1987). Верхняя часть (желтый нихэвань) содержит иско-

паемую фауну позвоночных, описанных П. Тейяром де Шарденом и И. Пивето (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930). Она коррелятна фауне позднего виллафранка Европы. Нижняя часть (зеленый нихэвань) содержит более раннюю фауну. Нижняя нихэвань, в свою очередь, подразделяется на три пачки. Верхняя пачка содержит позднеплиоценовую фауну, которая приурочена к интервалу времени от границы Гаусс–Матуяма (2,4 млн л.н.) до эпизода Олдувей (1,8–1,6 млн л.н.). Согласно магнитной полярности разреза Ченжян слои с Equus sanmeniensis датируются 2,4 млн л.н. (An Zhisheng, 1984).

Весьма благоприятную почву для изучения стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений представляет п-ов Индостан. Неогеновые и четвертичные отложения широко развиты у подножия Гималаев (на северо-западе Индии и на Потварском плато), а также в Кашмирской долине. Наиболее характерные разрезы представлены пресноводной молассой мощностью более 5000 м, включаемой в сиваликскую группу отложений. В целом сиваликская группа охватывает отрезок времени от миоцена до плейстоцена включительно. Мы коснемся здесь лишь отложений верхнего сивалика, включающих три подразделения: татрот, пинджор и валунный конгломерат.

В 1979 г. Н.Д. Опдайк и др. (Opdyke et al., 1979) провели палеомагнитное изучение верхнесиваликской толщи в Пакистане, которое в дальнейшем было подтверждено датировками трековым методом по циркону из бентонитовых туфов. Последние находятся под и над границей Гаусс–Матуяма. Исследования Н.Д. Опдайка и др. показали, что граница татрота и пинджора совпадает с инверсией Гаусс–Матуяма (около 2,47 млн л.н.). В пинджоре широко распространяются роды Equus, Elephas и Bos. Широкое развитие рода Equus вблизи границы ПМ-эпох Гаусс–Матуяма характерно не только для Центральной Азии, но и для Евразии в целом. Вероятно, это было обусловлено возросшей аридностью климата и появлением открытых степных пространств. Для большинства регионов Центральной Азии на этом же рубеже отчетливо прослеживаются тектонические фазы.

В долине Кашмира, к северу от Сиваликов, залегает мощная толща отложений озерного, ледникового и аллювиального генезиса, перекрытая лёссовыми образованиями. Эти отложения известны как отложения каревы. Они подразделяются на две формации: нижняя – "хирпур" и верхняя – "нагум". В недавнее время исследования, проведенные Д. Агравалом и др. (Agrawal et al.,1981), показали, что внутри формации хирпур выделяется три горизонта конгломератов, переслаивающихся с илами, песками и суглинками. ПМ-изучение показало, что граница Гаусс–Матуяма находится в 10 м ниже конгломератов слоя III, которые относятся ко времени оледенения.

В континентальных отложениях, переслаивающихся с морскими, группы Осака, в районе Кинки в Японии, отмечаются климатические изменения от тепла к холоду в интервале 2,2–2,3 млн л.н. (Itihara, Kamei, 1987), вблизи границы Гаусс–Матуяма.

По данным Д. Истербрука и Дж. Буллсторфа (1986), изучение отложений позднего плиоцена и четвертичного периода Северной Америки показало необходимость ревизии их стратиграфии и терминологии. В настоящее время самая древняя морена Элк-Крик у Афтона (оледенение "Пони") перекрывается пеплом, который имеет датировку 2,2 млн лет, она может быть коррелятна претиглию Европы и чистопольскому горизонту схемы СССР. Во внеледниковой области США наиболее древнему оледенению Северной Америки – "Пони" – соответствует вымирание теплолюбивых элементов в фауне позвоночных Nannipus и Tremarctos, около 2,3 млн л.н. появляется Hypolagus (Линдсей, 1984).

Таким образом, граница Гаусс–Матуяма, как вытекает из вышесказанного, на всей территории Северного полушария отмечается оживлением тектонических движений, понижением уровня океана, резким похолоданием и аридизацией климата, а в ряде мест – оледенением и накоплением лёссов. Ж. Сук (Suc, 1984) считает, что это время наибольшего остепнения в плиоцене и раннем плейстоцене (эоплейстоцене) характеризовалось появлением Artemisia и Ephedra.

В данной работе мы не ставим целью детальный разбор вопроса о событиях, характерных для этого временно́го среза на территории Южного полушария. Однако, чтобы

подчеркнуть их глобальность, ниже остановимся на анализе событий, происходивших около 2,5–2,4 млн л.н. на территории Южной Америки и Новой Зеландии.

В Южной Америке монтэрмосский век, судя по фауне млекопитающих, представлял теплую саванну. Возраст его от немного ранее 5 млн лет до 3 и 2,5 млн лет. Конец монтэрмосского времени отмечается первым появлением большого числа млекопитающих североамериканского происхождения, начиная собой хорошо известный "великий американский фаунистический обмен". По мнению некоторых исследователей (например, Marshall, 1982), это событие связано с окончательным становлением около 3 млн л.н. Панамского сухопутного моста, который привел к первой непосредственно сухопутной связи между двумя Америками. Это время – начало новой формации – уки. Формация уки, согласно K/Ar-возрасту и ПМ-полярности, получила датировку в ранге от 2,5 до 1,5 млн лет. Таким образом, начало ее совпадает со временем глобального похолодания. Вероятно, событие, связанное с окончательным становлением Панамского сухопутного моста, обусловленное, несомненно, понижением уровня моря, и великий обмен фауны между двумя Америками относятся ко времени глобального похолодания около 2,5–2,4 млн л.н. близ границы Гаусс–Матуяма.

В последнее время стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Новой Зеландии подверглась значительной ревизии. Ниже приводятся новые данные по стратиграфии отложений интересующего нас отрезка времени, опубликованные А. Бью и А. Эдвардсом (Beu et al., 1987). Большая часть Новой Зеландии покрыта плейстоценовыми континентальными отложениями; на Южном острове развит гравийный (флювиогляциальный) материал, близ Южных Альп в разрезах ледниково-межледниковых отложений представлены морены и аллювий. Поднятые морские межледниковые террасы прослеживаются во многих местах вдоль побережий. Огромные игнимбритовые покровы и другие вулканические породы были выведены наружу в Центральном вулканическом регионе Северного острова в течение эоплейстоцена и плейстоцена. Одновозрастные им прослои пепла употребляются для датирования и корреляции континентальных и морских отложений.

К позднему плиоцену и, возможно, низам эоплейстоцена нашей схемы в Новой Зеландии относится нукумарусский ярус. Начало аккумуляции его отложений знаменуется первым похолоданием морских вод, вторжением субантарктических моллюсков Chlamys patagonica delicatula и крабов Jocquinotia edwardsii; появляются они в основании нукумарусского яруса ~ 2,4 млн л.н., близ границы Гаусс–Матуяма, одновременно со становлением ледовой аккумуляции в Северном полушарии. Авторы этих новых данных отмечают, что, по-видимому, первое появление оледенения на суше Новой Зеландии (оледенение Росс на западе Южного острова) также происходит в это же время.

Итак, на примере Южной Америки и Новой Зеландии можно видеть, что и на территории Южного полушария около 2,5–2,4 млн л.н. близ границы ПМ-эпох Гаусс–Матуяма отмечаются резкое похолодание и аридизация климата, сопровождавшиеся на Южном острове Новой Зеландии оледенением. К этому времени приурочено и начало эпохи лёссообразования в Новой Зеландии, оживление тектонической и вулканической деятельности.

Следующее глобальное изменение климата достигло Северного полушария вскоре вслед за сменой прямой полярности на обратную, в верхней части эпохи Матуяма, вблизи вершины ПМ-эпизода Олдувей (около 1,6 млн л.н.). Это похолодание произошло в начале четвертичной системы, нижняя граница которой принята в настоящее время международной стратиграфической комиссией на уровне 1,65 млн л.н. По шкале Д. Бакри (Bukry, 1973) на это время падает наннопланктонная зона Gephyrocapsa oceanica и подзона Emiliania ovata; в Средиземноморье – зона Globigerina cariacoensis (Колалонго и др., 1984). Несколько раньше близ вершины Олдувея (около 1,7 млн л.н.) исчезает Discoaster brouwery Нужно отметить, что сам ПМ-эпизод Олдувей находится еще в пределах тиглия, достаточно теплого отрезка времени, в течение которого, по данным Ю.Б. Гладенкова (1978), в Атлантике появляются моллюски тихоокеанского

происхождения, а в бассейне Северного моря – представители моллюсковой фауны атлантического побережья Южной Европы. Это явление рассматривается Ю.Б. Гладенковым как свидетельство существования в более раннее время (возможно, еще в претиглии. – *К.Н.*) в пределах Исландии и Северной Франции гипотетического моста Туле, который, по-видимому, исчез в конце плиоцена – начале четвертичной системы (начало четвертичной системы определяется еще в конце теплого отрезка времени близ вершины Олдувея 1,65 млн.лет). Распадение моста Туле предоставило доступ бореальным элементам в более южные моря, поскольку повышение уровня моря стимулировало открытие пролива Па-де-Кале. Этим можно объяснить появление в калабрии (сантернии по современным данным) Средиземного моря арктобореальных элементов фауны моллюсков (Arctica islandica, Astarte и др.), остракод и планктонных организмов (Гладенков, 1978). По нашему мнению, в это же время открылся и Гибралтарский пролив, что и привело непосредственно к появлению арктобореальной фауны моллюсков в Средиземном море.

По-видимому, все эти события предшествовали началу аульской эрозионной фазы в Италии, за которой последовали регрессия моря, похолодание и аридизация климата. В Исландии и на Аляске отмечаются следы оледенения, в океанических осадках появляется галька ледового разноса.

На континенте в Италии для данного отрезка времени характерна фауна млекопитающих Оливола, которая относится А. Аццароли (Azzaroli, 1983) к началу позднего виллафранка и датируется 1,7 млн лет. А.Аццароли считает ее еще близкой к тегеленской фауне Нидерландов. В то же время К.де Джули и др. (De Jiuli et al., 1983) считают фауну Оливола моложе тегеленской, основываясь на отсутствии в последней рода Canis и Pachycrocuta brevirostris, а также примитивной формы Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis и Leptobos, имеющихся в фауне Оливола. Миграция рода Canis и крупной гиены может быть отнесена за счет похолодания, которое устанавливается по наличию в эбуронии холодной флоры. Так или иначе фауна Оливола может знаменовать собой переход к четвертичному периоду.

Более молодая фауна Тассо в Италии относится К. де Джули ко времени полной деградации климата в эбуронии. Она может быть коррелятна верхней части зоны Globigerina cariacoensis. Эбуроний был выделен В. Загвейном в Нидерландах. Схема В. Загвейна (Zagwijn, 1985) основана преимущественно на анализе спорово-пыльцевых данных, частично на фауне млекопитающих и привязана к палеомагнитной шкале. В ней выделены "холодные" и "теплые" горизонты. Как уже отмечено выше, граница плиоцена и плейстоцена проводится В. Загвейном под первым "холодным ярусом" претиглием (2,4–2,3 млн л.н.); следующим "холодным ярусом" является эбуроний. В эбуронии в фауне млекопитающих появляются первые некорнезубые полевки, начало эбурония датируется около 1,6 млн л.н. Таким образом, нижняя граница его довольно близка нижней границе четвертичного периода – 1,65 млн л.н. "Холодному ярусу" эбуронию соответствует явно выраженное похолодание в верхней части бавентия Восточной Англии, которое устанавливается в основном по спорово-пыльцевым данным и по микрофауне (Funnel, 1987). Во всей Северной Палеарктике оно отмечается появлением среди фауны млекопитающих некорнезубых полевок. Во флоре преобладает растительность открытых пространств. Низы эбурония и бавентий обладают нормальной намагниченностью (Monfrans, 1971).

В Северном море к этому времени приурочен близкий к современному комплекс моллюсков с Macoma baltica (верхний исен); впервые появляются льды. В Арктическом бассейне Ю.Б. Гладенков (1978) отмечает появление североборeального комплекса моллюсков. В высоких широтах и в горах многие связывают с этим временем оледенение. На юге Европейской территории СССР эбуронию и позднему виллафранку соответствует домашкинский горизонт схемы К.В. Никифоровой и др. (1980, 1984), в отложениях которого содержится фауна одесского комплекса с Arhidiskodon meridionalis meridionalis; среди грызунов появляются некорнезубые полевки, отмечается бореальная фауна пресноводных моллюсков обедненного видового состава. В Каспий-

ском бассейне эта фауна встречается в полупресноводной толще вместе с апшеронскими моллюсками. В Азербайджане В.М. Трубихиным установлен олдувейский эпизод вблизи границы акчагыла и апшерона (Никифорова, 1987).

В Азиатской части СССР, в Сибири, Казахстане и Забайкалье, существенные изменения в фауне млекопитающих намечаются в отложениях с кизихинским комплексом млекопитающих. В фауне грызунов появляются некорнезубые полевки Allophaiomys, Prolagurus, Eolagurus, а в фауне крупных млекопитающих широко распространяется род Praeovibos (Вангенгейм, Зажигин, 1972). Примерно к тому же времени, по данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), приурочено развитие в Западной Сибири зеленомошных болот с еловыми лесами по долинам рек и карликовой березой (лесотундра), а также болотно-степных ассоциаций (тундра), что было обусловлено сильным похолоданием климата.

В Центральной Азии на границе позднего плиоцена и эоплейстоцена произошло обширное поднятие горных сооружений (Памира, Памиро-Алая), что создало предпосылки увеличения суровости климата высокогорья и уменьшения увлажненности внутренних территорий, таких, как Таджикская депрессия. Увеличилась область перигляциальной зоны в горах, возросла скорость накопления лёссового материала. В горах произрастали хвойные леса, на юге Таджикской депрессии преобладали пустынно-степные ландшафты с тугайными зарослями вдоль рек. В животном мире преобладали группировки степных и лесостепных пространств при наличии форм крайне аридных обстановок (Додонов, 1986). Как уже было сказано выше, неогеновые и четвертичные отложения широко развиты у подножия Гималаев, в долине Кашмира, в прибрежных регионах Индийского полуострова и на Андаманских островах. Кроме последних, везде они представлены континентальными отложениями. Возраст их до сих пор еще спорен. По данным Д.П. Агравала (Agrawal et al, 1981), поздний плиоцен и ранний плейстоцен на Андаманских островах представлены тайпинским (поздний плиоцен) и шомпенийским (ранний плейстоцен) ярусами. В отложениях последнего присутствует Globorotalia truncatulinoides. Таким образом, отложения шомпенийского яруса находятся в пределах Олдувейского эпизода. У подножия Гималаев в континентальных отложениях сиваликской серии Д.П. Агравал и др., исходя из ПМ-данных, проводят границу N/Q, совпадающую с похолоданием в горах и аридизацией внутри пинджора (близ вершины Олдувейского эпизода); в Кашмире – между III и II слоями конгломератов формации хирпур (нижняя карева).

Северный Китай, на топографию которого в течение плиоцена и плейстоцена воздействовали климат и тектоника, является классическим регионом для изучения континентальных геологических событий. Хорошо изучен разрез Лочуань (Zhang Shouxin, 1986), где имеется 136-метровая непрерывная лёссовая толща, перекрывающая красные глины плиоцена. Здесь выделены три стратиграфических подразделения: лёсс учэн, лёсс лиши и лёсс малань. Лёсс учэн относится к раннему плейстоцену; лиши – к среднему плейстоцену, начало которого китайские геологи относят примерно к 1 млн л.н.; и маланьский лёсс – к позднему плейстоцену.

Формирование лёсса учэн, начавшееся вблизи границы Гаусс–Матуяма, продолжалось примерно до эпизода Харамильо или даже несколько позже (около 750–800 тыс. л.н. по другим авторам). Эпизод Олдувей находится в толще учэнского лёсса на глубине 100–110 м от вершины разреза.

Аллювиально-озерные отложения, развитые в межгорных бассейнах в Северном Китае, стратиграфически соответствующие учэнскому лёссу, известны как формации нихэвань или санмэнь. Формирование их началось,по-видимому, около 3 млн л.н. Как мы отмечали выше, нихэвань разделяется на две части по цвету. Остатки млекопитающих, описанные в свое время П. Тейяром де Шарденом и И. Пивето (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930), приурочены к верхней части (желтый нихэвань), которая и интересует нас в настоящее время. В этой фауне очень мало плиоценовых форм, но в основном содержатся более молодые четвертичные элементы: Bison sp., Equus sanmeniensis, Eucladoceros boulei, Elasmotherium sp. и др., соответствующие поздневиллафранкской

фауне Европы (An Zhisheng, 1984). По ПМ-данным, возраст нихэваньской фауны, вероятно, находится в пределах между Харамильо и Олдувеем (Li, Wang, 1982) и, таким образом, по-видимому, отвечает холодному эбуронию Нидерландов.

Из азиатских разрезов, соответствующих интересующему нас временно́му срезу, характеризующемуся послеолдувейским похолоданием и аридизацией климата, непосредственно следовавшему за началом четвертичной системы, рассмотрим разрезы группы Осака района Кинки в Японии. Отложения группы Осака занимают промежуток времени примерно от 3 до 0,3 млн л.н., т.е. от эпохи Гаусс примерно до середины эпохи Брюнес. Представлены они озерными и аллювиальными фациями плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена с включениями большого количества прослоев туфов и морских глин. Общая мощность отложений группы Осака в центральной части Кинки достигает 200–600 м. Они несогласно залегают на миоценовых и дотретичных породах и также дискордантно перекрыты террасовыми отложениями (Itihara, Kamei, 1987). Отложения группы Осака богаты ископаемыми растительными и животными остатками. Наиболее нижняя часть отложений формировалась в условиях теплого климата, который характеризовался расцветом флоры Metasequoia; немного позднее вершины Олдувейского эпизода, около 1,59 ± 0,22 или 1,60 ± 0,25 млн л.н., в результате ухудшения климата начинается вымирание флоры Metasequoia, время начала этого события и принимается указанными авторами в качестве границы N/Q.

Т. Камеи и Х. Оцука (Kamei, Otsuka, 1981) выделяли в фауне группы Осака шесть зон млекопитающих. Зоны 2 и 3 (Stegodon suqiyamai и S. akashiensis) характеризуются индо-малайским фаунистическим комплексом плюс умеренно лесными до травоядных элементами, идентичными нихэваньской фауне Северного Китая (смешанный фаунистический комплекс верхней части нихэваня). Камеи отмечает, что Elaphurus, характерный элемент нихэваньской фауны, появляется в зоне 3, как и Stegodon akashiensis, что совпадает со временем начала вымирания флоры Metasequoia. Таким образом, и в Японии ко времени существования в европейских разрезах фауны верхнего виллафранка, а в северо-западной Европе – эбуронской флоры и фауны также приурочены похолодание и аридизация климата.

В Северной Америке этому временно́му срезу отвечает переход от фауны бланко к ирвингтонской, приуроченный к олдувейскому ПМ-эпизоду. На юго-западе США этот переход, который совпадает и с границей N/Q, может быть наиболее четко установлен в двух разрезах: в долине Сан-Педро в Аризоне и в разрезе бедленда Анса-Боррего в Южной Калифорнии. По этим разрезам имеются ПМ-данные и радиоизотопные датировки (Линдсей, 1984). В долине Сан-Педро на рубеже около 1,9 млн л.н. в фауне Кёртис-Ранч отмечается появление рода Lepus. Как пишет Э. Линдсей, в последнее время эти остатки определяются как принадлежащие крупному виду Silvilagus, посему фауна Кёртис-Ранч, по-видимому, переходная от бланко к ирвингтону и принадлежит самому позднему плиоцену. В разрезе Анса-Боррего ископаемые позвоночные относятся к бланко и ирвингтону. Последнему соответствует появление Smilodon – 1,65 млн л.н. и Euceratherium – 1,6 млн л.н. Граница бланко–ирвингтон определяется таким образом, по нашему мнению, уровнем появления Smilodon (1,65 млн л.н.) в разрезе Анса-Боррего. Э. Линдсей указывает также, что с эпизодом Олдувей связываются, вероятно, самые ранние находки Mammuthus фауны Уелш-Велли в Северной Америке, эмигрировавшие из Евразии.

Данные радиологического возраста по K-Ar, имеющиеся в Северной Америке, показали границу между ирвингтоном и бланко примерно на уровне 1,9–1,5 млн л.н. Ирвингтонская фауна может быть сопоставлена с фауной позднего виллафранка. Время ее формирования, по-видимому, коррелятно эбуронию Северной Европы. По данным Дж. Беллсторфа (Boellstorff, 1978), в центральной части США за последние 3 млн лет устанавливается четыре главных холодных периода. Второй из них совпадает со временем между 1,9–1,5 млн л.н. (время формирования ирвингтонской фауны). Однако климат его не был достаточно суровым для того, чтобы ледники могли достичь штата Небраски и центральной части штата Айова.

В морских отложениях в это время также отмечается похолодание. В разрезе каньона Белком, в бассейне Вентура (Западная Калифорния) в основании морских отложений яруса уиллирий (формация пико) наблюдается преобладание холодостойких и субарктических фораминифер Neogloboquadrina pachyderma (левозавернутая), присутствуют Globorotalia truncatulinoides и G. tosaensis. В Южном полушарии, в Аргентине, времени 1,6–1,5 млн л.н. соответствуют первое понижение уровня моря, похолодание климата, накопление отложений формации инсинада (Pascual, 1984). Если сравнивать разрезы Аргентины со стратотипическим разрезом Врика в Италии, то граница N/Q должна быть проведена несколько ранее накопления формации инсинада.

В Новой Зеландии граница N/Q определяется А.Е. Эдвардсом (Edwards, 1987) в верхней части нукумарусского яруса. Она коррелирует с вершиной Олдувейского эпизода (немного выше). Нукумарусский ярус датируется от 2,2–2,4 до 1,3 млн лет. А.Е. Эдвардс указывает, что граница N/Q может быть прослежена, учитывая влияние гляциоэвстатического фактора, в трех разрезах Новой Зеландии: Девис Элбоу, Мангаопари Стрим и Нукумару Бич, несколько выше вершины Олдувея и первого появления Gephyrocapsa sinuoza. Таким образом, на территории Южного острова это время также отмечается похолоданием и оледенением.

Кратко отметим, что последнее глобальное похолодание в эоплейстоцене имело место на уровне несколько позднее верхней границы ПМ-эпизода Харамильо – холодный пик 22-го яруса на кривой Н. Шеклтона и Н. Опдайка (Shakleton, Opdyke, 1976), датируемый 0,85–0,80 млн лет. С ним совпадают верхи сицилия в Италии (со времени появления холодной птероподовой фауны), морозовский горизонт схемы К.В. Никифоровой и др. (1980, 1984), гляциал дорст в Нидерландах, гюнц альпийской шкалы; в Китае это время формирования лёсса лиши и, наконец, в Северной Америке – оледенения небраска, морена которого, по данным Д. Истербрука и Дж. Буллсторфа (1986), имеет обратную намагниченность и датируется где-то в пределах верхней части эпохи Матуяма. В Новой Зеландии примерно к этому времени приурочено появление Calcidiscus macintyrei.

К этому временно́му срезу многие исследователи Западной Европы (Shakleton, Opdyke, 1976; Azzaroli, 1983; Rudgieri et al., 1984; и др.) относят границу между ранним и средним плейстоценом (эоплейстоценом и плейстоценом в СССР).

Вслед за этим кратковременным похолоданием отмечается последний заметный рубеж, близко совпадающий с границей Брюнес–Матуяма. Наступившее кромерское межледниковье (около 0,75 млн л.н.) отличается глобальным потеплением (начало плейстоцена шкалы СССР). Однако постепенно развивающееся похолодание очень скоро приводит к глобальному оледенению и характеризует плейстоцен как ледниковый этап, отмечающийся частыми климатическими флуктуациями и быстрой сменой ледниковых и межледниковых эпох, что четко прослеживается на кривой Н. Шеклтона и Н. Опдайка (Shakleton, Opdyke, 1976). Это было самое значительное похолодание. Оно началось на границе Брюнес–Матуяма 0,73 млн л.н. и сказалось как на развитии материкового оледенения в обоих полушариях, так и на формировании современных северобореальных фаун с элементами арктических в бореальных широтах океана. Арктический бассейн окончательно был занят паковым льдом; в фаунах млекопитающих развиваются холодостойкие виды (фауна позднего бихария Северной Европы, тираспольская фауна в СССР, галерийская фауна Италии, фауна позднего ирвингтона Северной Америки). Этот период времени Р. Селли назвал "ледниковым плейстоценом" (Selli, 1975). По шкале Европейской части СССР (Никифорова и др., 1980) граница Брюнес–Матуяма проходит в верхней части "теплого" михайловского горизонта близ границы с "холодным" платовским. В Италии михайловскому горизонту соответствует портуензий, который сменяется "холодным" тарквинием. В Западной Сибири, по данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), в раннем плейстоцене (схемы СССР) дриасовая флора расселилась к югу от границы оледенения вплоть до 60° с.ш. Территория равнины покрывалась мощным ледником, южная граница которого проходила по 62° с.ш. В Средней Азии, по данным А.Е. Додонова (1986), граница эоплейстоцена и

плейстоцена (0,8–0,7 млн л.н.) ознаменовалась резким усилением тектонических движений и активным воздыманием Памира и Памиро-Алая. Отложения верхнего плиоцена и эоплейстоцена были смяты и нарушены разломами. С этой фазой тектогенеза были связаны проявление соляной тектоники и перестройка гидрографической сети. Возросшая аридизация внутренних областей Средней Азии привела к сокращению ледников и превращению их в горно-долинные; на Восточном Памире, по-видимому, в это время возникла вечная мерзлота (Чедия, 1972). Как считает А.Е. Додонов, палеоклиматические флуктуации, начавшиеся в раннем плейстоцене, зафиксировались в чередовании горизонтов лёссов и палеопочв. Во время оледенений устанавливается более континентальный климат; в предгорьях лесная зона деградировала и распространились прохладные сухие степи, смыкавшиеся к югу с пустынями и полупустынями. Это приводило к усилению деятельности ветра и повышению аккумуляции лёсса в предгорьях.

Почти та же картина усиления тектонических движений, поднятия Тибетского плато и образования лёссов в предгорьях наблюдается на этом возрастном срезе и в Китае. В течение плейстоцена, примерно соответствующего среднему и позднему плейстоцену схемы Геллера и Лю Дуншена (Heller, Liu Tungsheng, 1982), отмечается чередование лёссов и палеопочв, как и в разрезах Средней Азии.

В Индии к плейстоцену относится формация нагум (она находится внутри ПМ-эпохи Брюнес – Agraval et al., 1981), а также конгломерат III в бассейне Кашмир и вышележащая лёссовая серия. В Японии после исчезновения флоры Metasequoia в верхней части группы Осака климатические флуктуации сделались интенсивнее, что указывает на возникновение ледниковых условий внутри ПМ-эпохи Брюнес. Остатки растений дают возможность проследить чередование более холодного и более теплого климата. Они свидетельствуют также, что морские слои глин образовались в теплых климатических условиях (Itichara et al., 1987).

А. Тай (Tai, 1973) отнес описанную выше верхнюю часть группы Осака к зоне Fagus.

На основании хронологии вулканических пеплов, стратиграфического положения и состава доиллинойских морен Северной Америки Д. Истербрук и Дж. Буллсторф (1986) выделяют три группы (A, B, C). Ниже мы рассмотрим лишь морены группы А – самые молодые на данном отрезке времени. Они отражают несколько наступаний ледника и имеют сходный состав. Три морены этой группы имеют нормальную намагниченность, а самая древняя – обратную. Самая молодая в данной серии морен – морена А-1 моложе пепла Перлетт-0 (около 0,6 млн лет). Морены А-2, А-3 и А-4 имеют возраст между 0,7 и 1,2 млн лет, что вытекает из данных трековых датировок пеплов у Хартфорда в Южной Дакоте (0,76 ± 0,09 млн лет) и пепла Перлетт-С – 1,2 млн лет. Считается, что к морене А-1 принадлежит классическая канзасская морена, развитая в штате Айова у Афтона, а к типу морены А-2 – доканзасская морена.

Классическая небрасская морена (типовое местонахождение ее в Хаммен-Парке, севернее Флоренса) соответствует, по мнению выше указанных авторов, самой древней морене из группы А, морене А-4, и, таким образом, не коррелятна морене у Афтона. Типовая небрасская морена, как указывалось ранее, имеет обратную намагниченность и относится к концу эпохи Матуяма.

В то же время в разрезе у Хартфорда обнаружены две морены, перекрытые вулканическим пеплом и алевритом, на котором залегает третья морена. Указанные две морены, расположенные под горизонтом пепла, рассматривались раньше как канзасская и небрасская (Flint, 1955), поскольку пепел считался в то время позднеканзасским. Однако пепел у Хартфорда теперь датируется по трекам, как указано выше, 0,76 ± ± 0,09 млн. лет, что определяет верхнюю границу двух нижележащих морен. Обе они нормально намагничены, и авторы помещают эти две морены в начало эпохи Брюнес.

Верхнюю морену в разрезе у Хартфорда, залегающую выше пепла, авторы считают иллинойской под вопросом.

Попытка провести корреляцию ледниковых плиоцен-нижнеплейстоценовых отложений Северной Америки с европейскими, в том числе с отложениями Европейской

части СССР, показывает, что так называемый ледниковый плейстоцен может быть выделен в глобальном масштабе в одних и тех же возрастных рамках. Как вытекает из вышеизложенного на примере последнего отрезка геологического времени – конца плиоцена и четвертичного периода, крупные палеогеографические изменения происходили одновременно на всем земном шаре. Не исключено, что смена магнитной полярности, близко совпадающая с этими изменениями, влияла на колебания климата и возникновение оледенений и межледниковий, трансгрессий и регрессий океанов и морей, проявление тектонической активности и вулканизма, а также на развитие органического мира и других элементов лика Земли.

## ЛИТЕРАТУРА


*Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С.* Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница // Междунар. коллоквиум по пробл. "Граница между неогеном и четвертичной системой": Сб. докл. М., 1972. Т. 2. С. 263–277.

*Волкова В.С., Баранова Ю.П.* Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии// Геол. и геофизика. 1980. № 7. С. 43–52.

*Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 13. 194 с.

*Додонов А.Е.* Антропоген Южного Таджикистана // Тр. ГИН АН СССР. 1986. Вып. 409. 163 с.

*Истербрук Д.Дж., Буллсторф Дж.* Палеомагнетизм и хронология раннеплейстоценовых морен центра США // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 122–127. (Избр. докл. XI Конгр. ИНКВА).

*Колалонго М.Л., Пасини Д., Раффи М.* и др. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 49–57.

*Линдсей Э.* Плиоцен-плейстоценовая граница в континентальных отложениях юго-запада США // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 16–21.

*Никифорова К.В.* Объем эоплейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. XI. 1987. С. 79–92.

*Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И.* Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 22–32.

*Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.* и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Дистанционное зондирование: Докл. сов. геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980. С. 65–68.

*Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Кн. II: Новейшая тектоника и палеогеография. 225 с.

*Agrawal D.P., Bhatt D.K., Kusumgar S., Pant R.K.* The Neogene-Quaternary boundary in India: A review // Proc. Ind. Acad. Sci. B. 1981. Vol. 90, N 2. P. 111–123.

*An Zhisheng.* A study on the lower boundary of Quaternary in North China – stratigraphic significance of the Matuyama / Gauss boundary // Acad. sinica. develop. in geosci; Contrib. to XXVII Intern. geol. congr., 1984, Moscow. Beijing: Sci. press, 1984. P. 149–157.

*Azzaroli A.* Quaternary mammals and the End-Villafranchian dispersal event – a turning point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 117–139.

*Bandy O.L., Ingle J.* Neogene planctonic events and radiometric scale Califorina // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 124. P. 133–170.

*Beu A.G., Edwards A.R., Pillans B.J.* A review of New Zealand Pleistocene stratigraphy with emphasis on the marine rocks // First International colloquium on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area: Programs and abstracts. Osaka, 1987. P. 250–269.

*Boellstorff J.* Chronology of some late cenozoic deposits from the central United States and the ice ages // Trans. Neb. Acad. Sci. 1978. Vol. 6. P. 35–49.

*Brunaker K., Tobien H., Brelie G.* Pliozän und Altest Pleistozäne in der Bundesrepublik Deutschland – Ein Beitrag zur Neogene / Quarter Grenze // G. geol. Ser. 2. 1977. Vol. 41, fasc. 1/11. P. 131–163.

*Bukry D.* Coccolith stratigraphy. Leg. 13. Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973. Vol. 13, pt 2. P. 1343–1379.

*De Jiuli C., Ficarelli G., Mazza P., Torre D.* Confrontotra successioni marine e continentali del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea // Boll. Soc. paleontol. ital. 1983. Vol. 22, N 3. P. 323–328.

*Edwards A.R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in New Zealand // The Neogene/Quaternary boundary definition and worldwide correlation. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1987. P. 128–132.

*Faure H.* Global changes: statements from JUGS and INQUA: INQUA and global changes – Striolae, 1984 // INQUA News Lett. 1984. N 6. P. 7–8.

*Flint R.F.* Pleistocene geology of eastern South Dakota // US Geol. Surw. Prof. Pap. 1955. N 262. P. 1–173.
*Funnel B.M.* Response of early Pleistocene North Sea faunas to environmental change // IX Congr. Intern. Union for Quaternary res.: Abstr. Christchurch, 1973. P. 109–110.
*Funnel B.M.* Late Pliocene and early Pleistocene stages of east Anglia and the adjacent North Sea // Quatern. Newslett. 1987. N 52. P. 1–11.
*Heller J., Liu Tungsheng.* Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // Nature. 1982. Vol. 300, N 5891. P. 431–433.
*Itihara M., Kamei T.* The Pliocene-Pleistocene boundary in the Osaka group, Japan // The Neogene/Quaternary boundary definition and worldwide correlation. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1987. P. 225–235.
*Kamei T., Otsuka H.* The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to Proboscidean evolution // Proc. Field conf. Neogene-Quaternary boundary (India, 1979). Calcutta, 1981. P. 83–88.
*Lona F., Bertoldi E.* La storia del Plio-Pleistocene Italiano den il alcun sequence vegetation ali lacustri e marine. Roma, 1983. (Mem. Sci. fis. mat. e natur. Ser. VIII; Vol. 11. 54 p.
*Li Hua-mei, Wang Jun-da.* Magnetostratigraphic study of several typical geologic sections in North China // Quaternary geology and environment of China. Beijing: China Ocean press, 1982. P. 33–37.
*Marshall L.G.* Calibration of the age of mammals in South America // Phylogenie et paleobiogeographie. Lyon, 1982. P. 427–437. (Geobios. Mem. Spec.; N 6).
*Martini E.* Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planctonic conf. Roma, 1971. P. 739–785.
*Monfrans H.M. van.* Palaeomagnefic dating in the North Sea Basin. Rotterdam: Princo, 1971. 113 p.
*Opdyke N.D., Lindsay E., Lohnson G.D.* et al. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the Upper Siwalik Subgroup of northern Pakistan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1979. Vol. 27, N 1/2. P. 1–34.
*Pascual R.* Late tertiary mammals of southern South America as indicators of climatic deterioration // Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam; Boston, 1984. Vol. 2. P. 1–30.
*Rudgierri G., Rio D., Sprovieri R.* Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene // Boll. Soc. geol. ital. 1984. Vol. 103. P. 251–259.
*Rutter N., Faure H.* Global change and the Quaternary // Episodes. 1987. Vol. 10, N 1. P. 3–4.
*Selli R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies // Progr. Oceanogr. 1975. Vol. 4. P. 67–86.
*Shakleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core. V-28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1976. N 145. P. 449–464.
*Suc J.P.* Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe // Nature. 1984. Vol. 307, N 5950. P. 429–432.
*Tai A.* A study on the pollen stratigraphy of the Osaka group: Pliocene-Pleistocene deposits in the Osaka basin // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. G. 1973. Vol. 39. P. 123–165.
*Teilhard de Chardin P., Piveteau I.* Le mammifers fossils de Nihowan (China). P., 1930. 19 p.
*Zagwijn W.H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en mijnbouw. 1985. Vol. 64. P. 17–24.
*Zhang Shouxin.* The present state of knowledge on N/Q boundary in China // First International colloquim on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area: Programs and abstracts. Osaka, 1987. P. 77–79.

ABSTRACT

Four time-sections (2,5–2,4 mln.y., 1.65–1.60 mln.y., about 0.90 mln.y. and 0.75–0.70 mln.y.) have been traced featuring climatic fluctuations and other palaeogeographic events occurring in the Northern Hemisphere in the end of Pliocene–beginning of the Quaternary.

On the example of South America and New Zealand, similar events have been shown to take place in the Southern Hemisphere as well, which suggests their global character. Their close coinsidence with magnetic reversals has been demonstrated.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.791.47

И.К. ИВАНОВА, В.П. ЛЮБИН, Н.Д. ПРАСЛОВ

# ГЕОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ (ИСКОПАЕМЫЙ ЧЕЛОВЕК И СЛЕДЫ ЕГО ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КАК ЭЛЕМЕНТЫ СТРАТИГРАФИИ) [1]

На Европейской территории СССР известно значительное количество палеолитических стоянок и местонахождений разного возраста (рис. 1). Их распространение и концентрация имеют непосредственную связь с природной обстановкой, в том числе структурой и геологическим строением этого региона.

Как известно, основную часть Восточной Европы занимает Русская платформа, в геоморфологическом отношении соответствующая Русской, или Восточно-Европейской, равнине. Равнина имеет сложное строение и состоит из ряда плоских возвышенностей и низменных областей на фоне преобладающего равнинного рельефа. Возвышенности прорезаны относительно глубокими речными долинами небольшой ширины. На юге и в центральной части Русской равнины борта долин представляют собой чаще всего и крутые обрывы, рассеченные многочисленными оврагами и древними балками; в перигляциальной зоне склоны долин прикрываются толщей рыхлых лёссовидных пород.

Одним из главных условий жизни первобытных людей было наличие рек и водоемов, а основным средством существования являлась охота на диких животных. Берега рек в пересеченной местности, куда стада животных приходили на водопой, были особенно удобны как для охоты, так и для поселений. Не случайно наиболее высокая концентрация палеолитических памятников связана с долинами рек в пределах Волыно-Подольской, Приднепровской, Среднерусской возвышенностей и Донецкого кряжа. Громадную роль при этом играло наличие сырья для изготовления каменных орудий, прежде всего кремня и кварцита.

Подавляющее большинство памятников палеолита Русской равнины относится к типу как называемых "на открытом воздухе", т.е. располагавшихся не в скальных убежищах, а под открытым небом. Сходное положение характерно и для бассейнов предгорных рек, окаймляющих Русскую равнину, – в Прикарпатье, Предкавказье, Предуралье. Единичные пещерные местонахождения известны на р. Прут в Молдавии и в Предуралье.

Совсем иная картина наблюдается в Крымских горах и на Кавказе, где преобладают пещерные стоянки, часто располагающиеся на значительной высоте.

Территория СССР не принадлежит, как известно, к числу регионов, которые могли бы рассматриваться в качестве прародины людей (Иванова, 1965). Заселение Европейской территории СССР было процессом длительным и сложным: оно шло из разных центров и в разное время, имело разные масштабы и темпы. Очевидно, существовало не менее трех исходных центров заселения: южный (кавказский), юго-западный и западный. Первое проникновение человека, по всей вероятности, происходило со стороны Передней Азии в Закавказье. Об этом свидетельствует значительная древность

[1] Доклад на 27-м МГК (Москва, 1984).

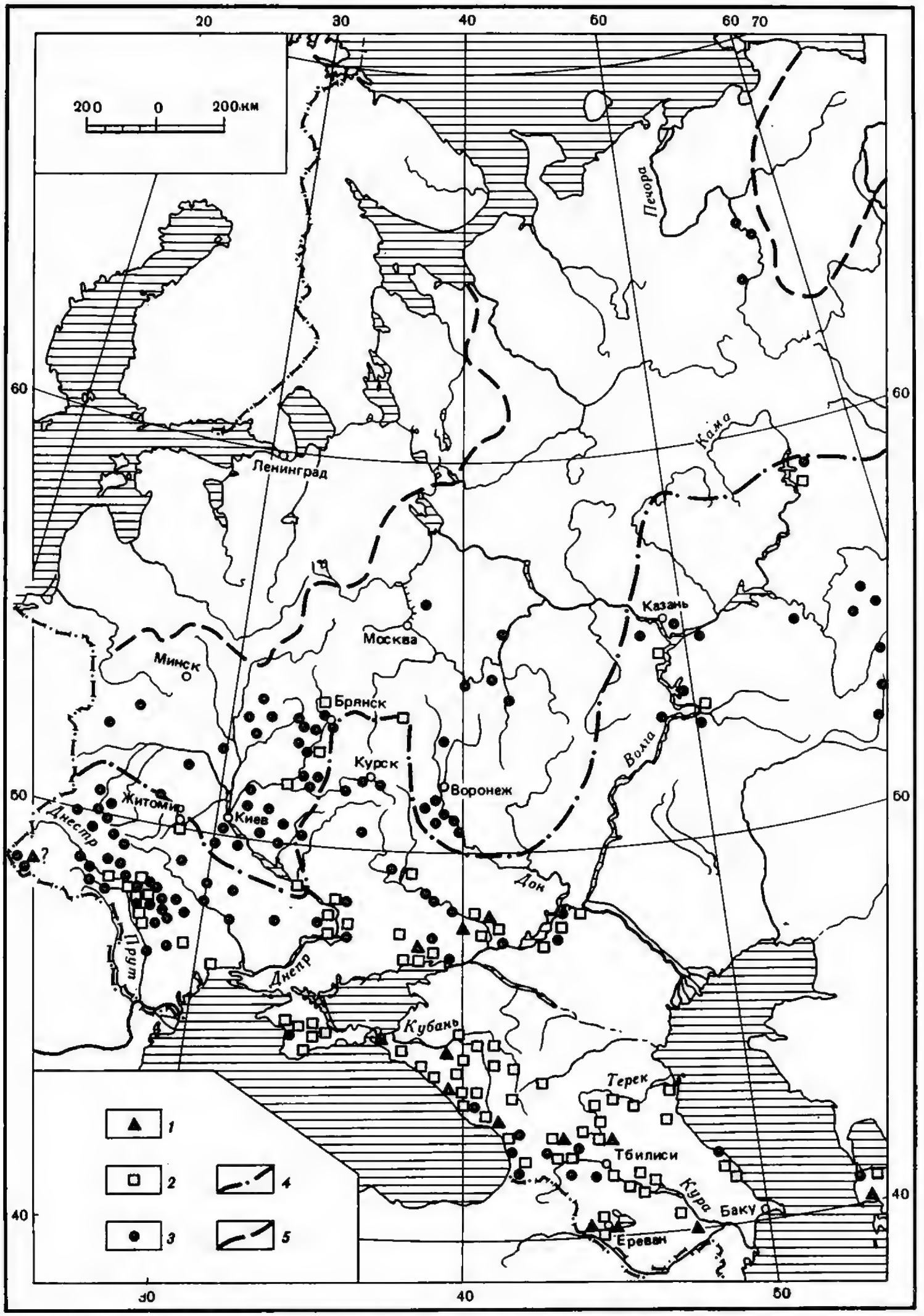



**Рис. 1.** Схематическая карта распространения палеолита на Европейской территории СССР

*1* – ранний палеолит, *2* – средний палеолит, *3* – поздний палеолит, *4* – граница максимального оледенения, *5* – граница последнего оледенения

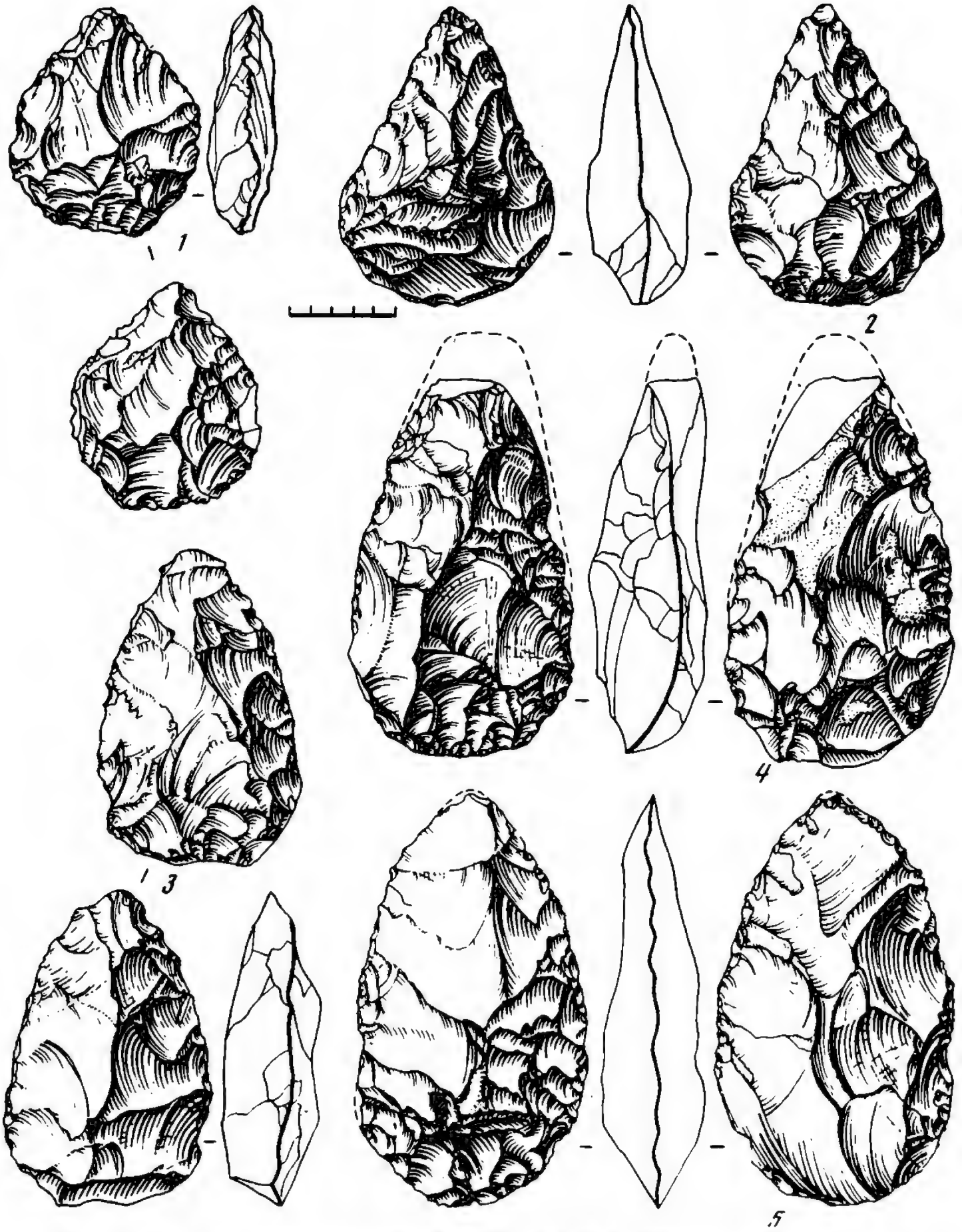



**Рис. 2.** Ашельское местонахождение Джрабер к северу от Еревана
Образцы ручных рубил: *1,2,4,5* – обсидиан, *3* – базальт

обнаруженных здесь памятников и характер археологических материалов: как приараксинские, так и зааракснские памятники изобилуют ручными рубилами раннего и среднего ашеля (рис. 2, 3). Связи Закавказья с определенными южными территориями продолжались, по археологическим данным, и в мустьерское время. Позже они не отмечаются. Ашельская культура проникла в Предкавказье (например, ашель Прикубанья).

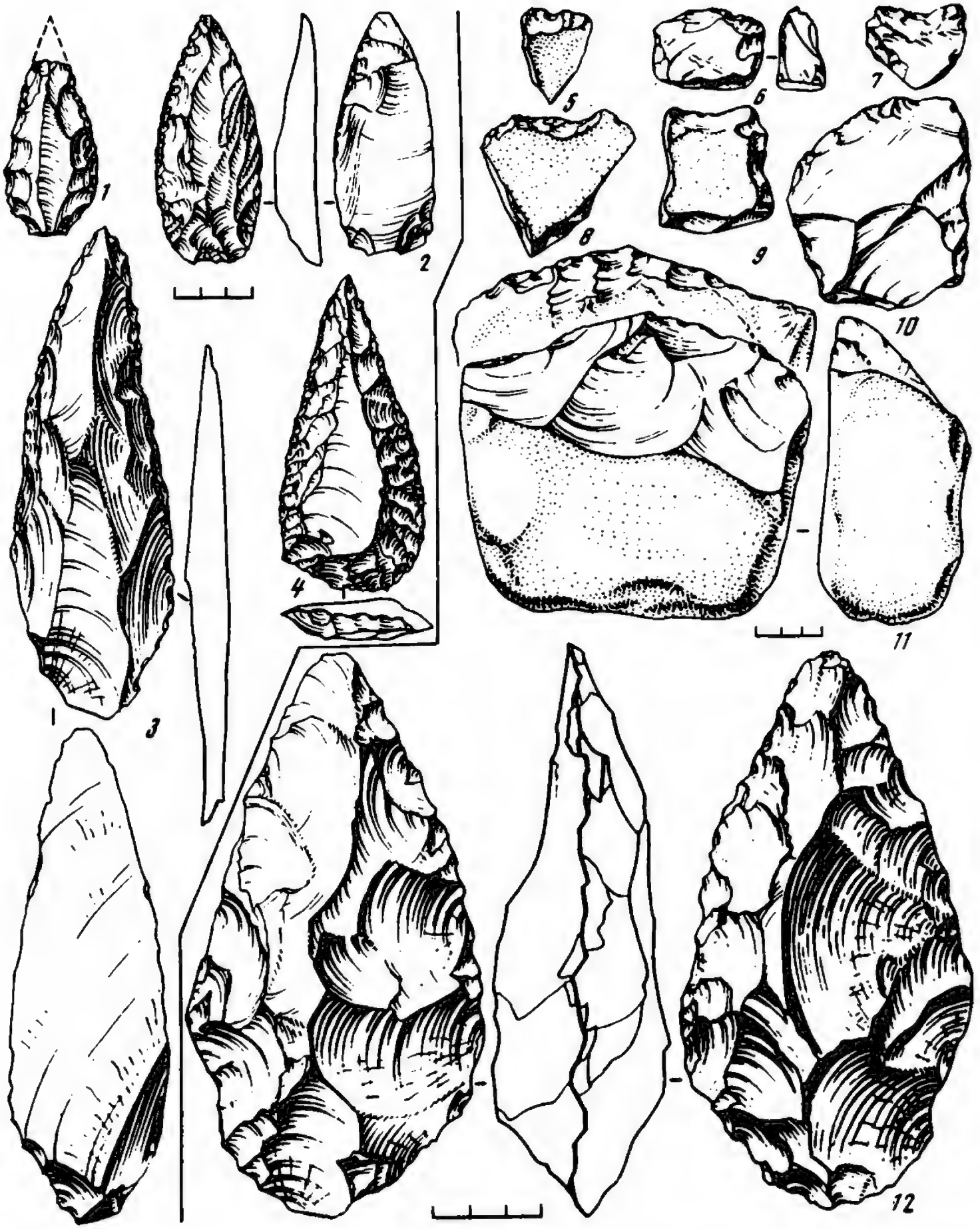



**Рис. 3. Ашельско-мустьерская пещерная стоянка Кударо I**

*1–4* – остроконечники из мустьерских слоев; *5–12* – орудия из ашельских слоев: *5*, *7–9* – выемчатые формы, *6*, *10* – скребла, *11* – чоппер, *12* – ручное рубило

Второй путь находит свои истоки в Средней Европе. Здесь представляют большой интерес находки раннего палеолита в Закарпатье, где в настоящее время насчитывается около 80 разновозрастных палеолитических местонахождений, в том числе ряд раннепалеолитических (Гладилин, 1985). Отмечается их сходство с отдельными находками раннего палеолита Приднестровья и Припрутья.

Третий путь, по-видимому, мог идти с запада, вдоль восточного склона Карпат, и относиться к несколько более позднему времени.

По имеющимся в настоящее время материалам можно с уверенностью говорить о том, что Кавказ и юг Русской равнины были обитаемы в ашельскую эпоху. На это указывают многочисленные ашельские пещерные памятники Кавказа, а также нарушенные местонахождения на открытом воздухе на Кавказе (Сатани-Дар, Джрабер, Атис, Яштух, Чикиани, Персати в Грузии, Игнатенков куток, Абадзехская и др. на Северном Кавказе), на юге Русской равнины (Герасимовка в Приазовье, Хрящи и Михайловское в устье Северского Донца, отдельные местонахождения в Приднестровье) и в Закарпатье (Праслов, 1984). Памятники эти относятся к разным отрезкам ашельской эпохи, что свидетельствует об автохтонном развитии этой культуры на указанной территории.

Каков же геологический возраст этих находок? Известно, что ашельская эпоха, по современным представлениям, была весьма длительной и отличалась сложным последовательным развитием каменных изделий. В Восточной Африке первое появление ручных рубил относится ко времени около 1,4 млн л.н.; в Западной Европе начало ашеля сравнительно обоснованно датируется в 600–700 тыс лет. Наибольший интерес для решения вопроса о геологическим возрасте ашеля в СССР представляют многослойные пещерные стоянки Кавказа, где в настоящее время известно свыше 100 ашельских памятников (Любин, 1984).

Опорными для установления стратиграфии и геологического возраста палеолита являются высокогорные пещерные стоянки Закавказья – Кударо I и III в Юго-Осетии и пещера Азых на юге Азербайджана. В нижних ашельских горизонтах отложений этих пещер встречены остатки крупных млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса (Зюссенборнская лошадь, бизон Шётензака, медведь Денингера в Азыхской пещере; этрусский носорог, медведь Денингера, макак – в Кударо I), а также фауна мелких млекопитающих, относящихся к этому комплексу (Верещагин, Барышников, 1980). По данным палеомагнитного изучения, ашельские слои этих пещер относятся к эпохе Брюнес. В 12-метровой толще отложений Азыхской пещеры исследователи выделяют все основные подразделения плейстоцена и в придонной части – эоплейстоцен (Гаджиев и др., 1979; Величко и др., 1980).

В Кударо I фауна тираспольского комплекса соответствует климатическому оптимуму, выше которого, по палинологическим данным, в ашельских слоях прослежены еще два оптимума (теплый и умеренный). Исследователи пещеры сопоставляют в настоящее время нижние ашельские слои со временем внутриминдельского потепления, а вышележащие – с миндель-риссом.

В то же время исследователи пещеры и некоторые другие ученые отмечают, что своеобразие путей развития животного и растительного мира Закавказья (низкие темпы эволюции, длительное переживание ряда древних форм в природных убежищах типа Колхиды) затрудняет прямое сопоставление кавказской и европейской биостратиграфических схем.

В Закарпатье (Королево) в покровных отложениях высокой террассы р. Тисы выделяется семь ископаемых почв и восемь горизонтов с находками андезитовых изделий (без фаунистических остатков). Нижние из них отнесены к ашелю и датируются провизорно миндельским, миндель-рисским и рисским временем (Гладилин, 1985).

Домустьерские находки на Северском Донце связываются с отложениями III надпойменной террасы и относятся к среднему плейстоцену. Горизонт финального ашеля пещеры Азых датируется рисс-вюрмским временем.

В целом можно предположить, что культура ручных рубил появилась на крайнем юге Европейской территории СССР в раннем плейстоцене, может быть, во времени, отвечающем внутриминдельскому потеплению (или немного ранее), затем распространилась к южной окраине Русской платформы и продолжала свое развитие вплоть до времени последнего рисс-вюрмского межледниковья.

По-видимому, ашельские люди не поднимались севернее 48-й параллели, что могло

быть связано с максимальным распространением континентальных ледниковых покровов, спускавшихся широкими языками по Днепру и Дону далеко на юг до 50° с.ш.

Новый этап в распространении палеолита наступил в мустьерское время (переход от ашеля к мустье, как известно, произошел удивительно близко по времени в разных частях Старого Света). Первобытные люди прогрессировали в технике изготовления каменных изделий и в бытовом укладе; численность их возросла. Климатические условия рисс-вюрмского межледниковья позволили им расселиться на Русской равнине значительно севернее (до 54° с.ш.). Однако настоящий расцвет мустьерской культуры наступил позже, в начале вюрма (валдая).

Мустьерские стоянки были широко распространены на Кавказе, в Закарпатье, Предкарпатье, Крыму и, как уже указывалось, далеко по Русской равнине. Наряду с пещерными местонахождениями в горах большое развитие получили стоянки под открытым небом. Опорными стоянками можно считать Приднестровские (Молодова I и V, Кетросы). Здесь в результате многолетних работ А.П. Черныша и И.К. Ивановой комплексно изучены многослойные стоянки с остатками мустьерских поселений, обнаруженными в лёссовых толщах на большой глубине. Особенно интересно мустьерское поселение Молодова I, раскопанное на площади более 1500 м$^2$, где встречен богатейший культурный слой с уникальными остатками наземных жилых сооружений. Изучение этого памятника и разрезов смежных территорий позволило выработать детальную стратиграфию позднего плейстоцена, имеющую общеевропейское значение.

Переход от мустье к позднему палеолиту прослеживается, как и всюду, плохо. Намечается он на Приднестровских стоянках и в Закарпатье (Королево II), а также на Дону на уровне 38–36 тыс. лет (интерстадиал хенгело ).

Позднепалеолитическое население резко возрастает по сравнению с мустьерским и проникает далеко, хотя и неравномерно, на север. Самая северная в Восточной Европе стоянка Бызовая на Средней Печоре находится в 175 км южнее Северного полярного круга. Люди уже полностью адаптируются к условиям сурового климата вюрмско-валдайского времени, хотя особенно широкого распространения достигают в брянский интерстадиальный период (отвечает интерстадиалам, известным под названиями Штилфрид В, РК I, Денекамп, Арси).Так, на уровне 25–28 тыс. л.н. ($^{14}$C) известны стоянки в Закарпатье (Молочный камень, Королево I), Приднестровье (Кормань IV, Молодова V), на Припяти (Юровичи), Дону (Костенки), Десне (Хотылево II), Средней Печоре (Бызовая), во Владимирской области (Сунгирь) и в ряде других мест.

Климатический минимум (18–20 тыс. л.н.) привел, по-видимому, к некоторому оттоку населения к югу – к полосе предгорий и горам Кавказа. Люди, однако, уже были настолько вооружены против неблагоприятных природных условий, что смогли сохранить основные ареалы своего обитания.

Опорными районами по изучению развития позднего палеолита Европейской территории СССР являются бассейны рек Днестра, Десны и Дона в их среднем течении.

В глубокой каньонообразной долине Днестра, прорезающей Подольскую возвышенность, известны сотни позднепалеолитических местонахождений.На многослойных стоянках Приднестровья (Молодова V, Кормань IV) выделено до 10–12 культурных слоев, охватывающих время 10–30 тыс. лет. Комплексное их изучение позволило проследить развитие культуры и социального строя позднепалеолитических людей и установить детальную стратиграфию и палеогеографию последних этапов позднего плейстоцена (рис. 4). Группа стоянок в Костенках на Дону является классическим позднепалеолитическим местонахождением. Здесь известно 25 богатейших, хорошо стратифицированных поселений, в том числе 10 многослойных. Они располагаются на правом крутом склоне и залегают в разных частях суглинков, покрывающих уровни трех нижних донских террас, имеющих возраст от 38 тыс. лет (рис. 5). По комплексу данных (литология, геохимия, палинология, фауна моллюсков и млекопитающих) в Костенках фиксируется холодный климат с небольшим потеплением около 28–26 тыс. л.н. Наиболее высокий уровень развития позднепалеолитических людей приходится на вре-

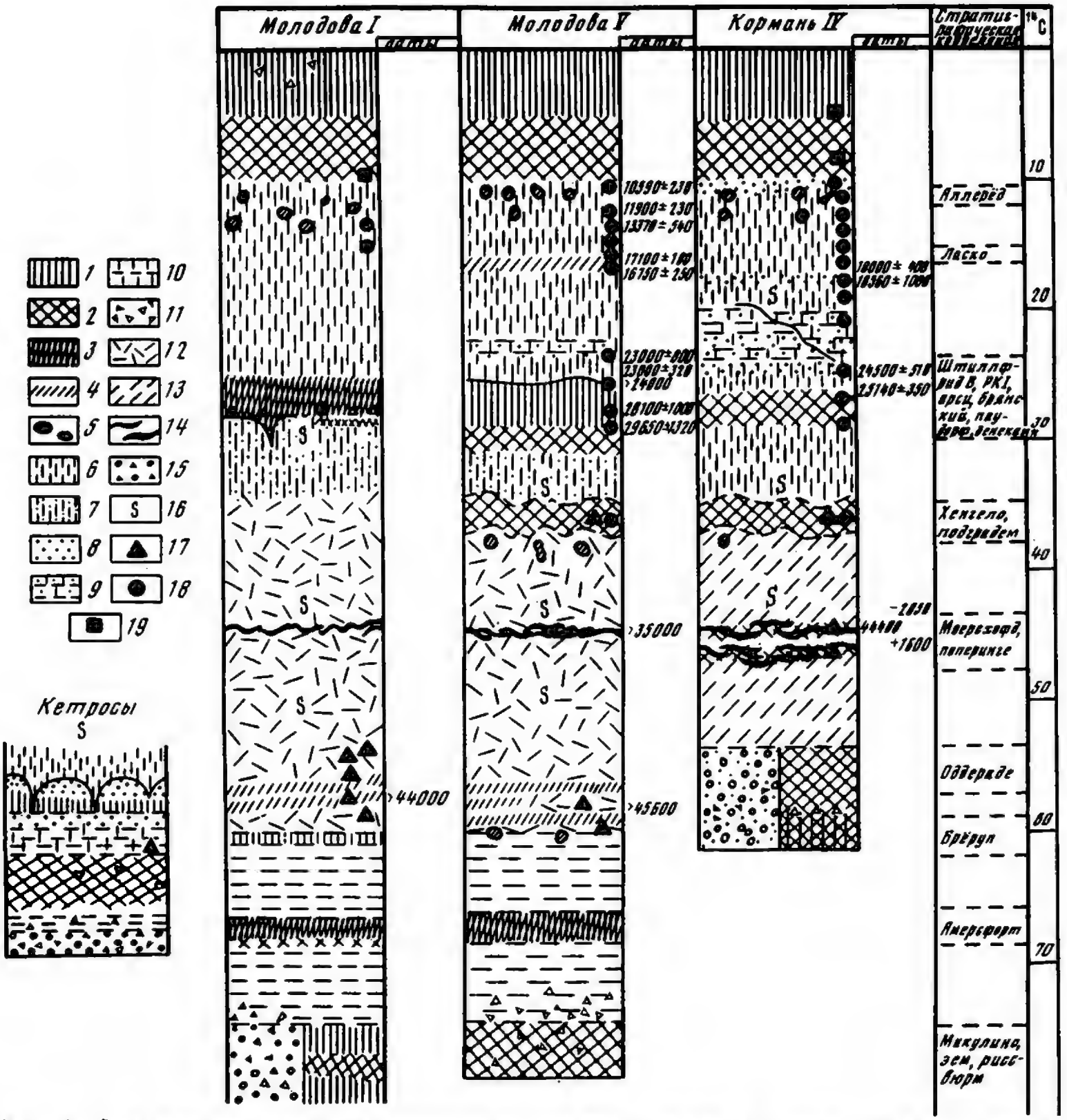



**Рис. 4.** Стратиграфическая схема позднеплейстоценовых отложений Среднего Приднестровья и геология палеолита

*1* – гумусовые горизонты, *2* – бурые суглинки, *3* – темные, серо-бурые суглинки, *4* – следы оглеения, *5* – кротовины, *6* – лёссовидные суглинки, *7* – песчанистые суглинки, *8* – пески, *9* – почва тундрового типа, *10* – зеленоватые суглинки, *11* – кремневый щебень, *12* – "пестроцветная" толща, *13* – суглинки с темными примазками, *14* – "сажистый" прослой, *15* – аллювий, *16* – криогенные нарушения, *17* – мустье, *18* – поздний палеолит, *19* – ранний мезолит

мя 24–22 тыс. л.н. В верхнем культурном слое Костенок I собраны богатые коллекции искусства, включающие поразительные по совершенству женские скульптурные изображения. Максимум похолодания 20–18 тыс. л.н. привел к тому, что люди постепенно ушли из этого района.

В заключение следует коротко остановиться на стратиграфическом значении палеолита Европейской территории СССР. Ашельские культурные слои, обнаруженные in situ, с учетом сопровождающей фауны и степени прогресса в изготовлении каменных изделий имеют стратиграфическое значение для большого отрезка времени. Мустьер-

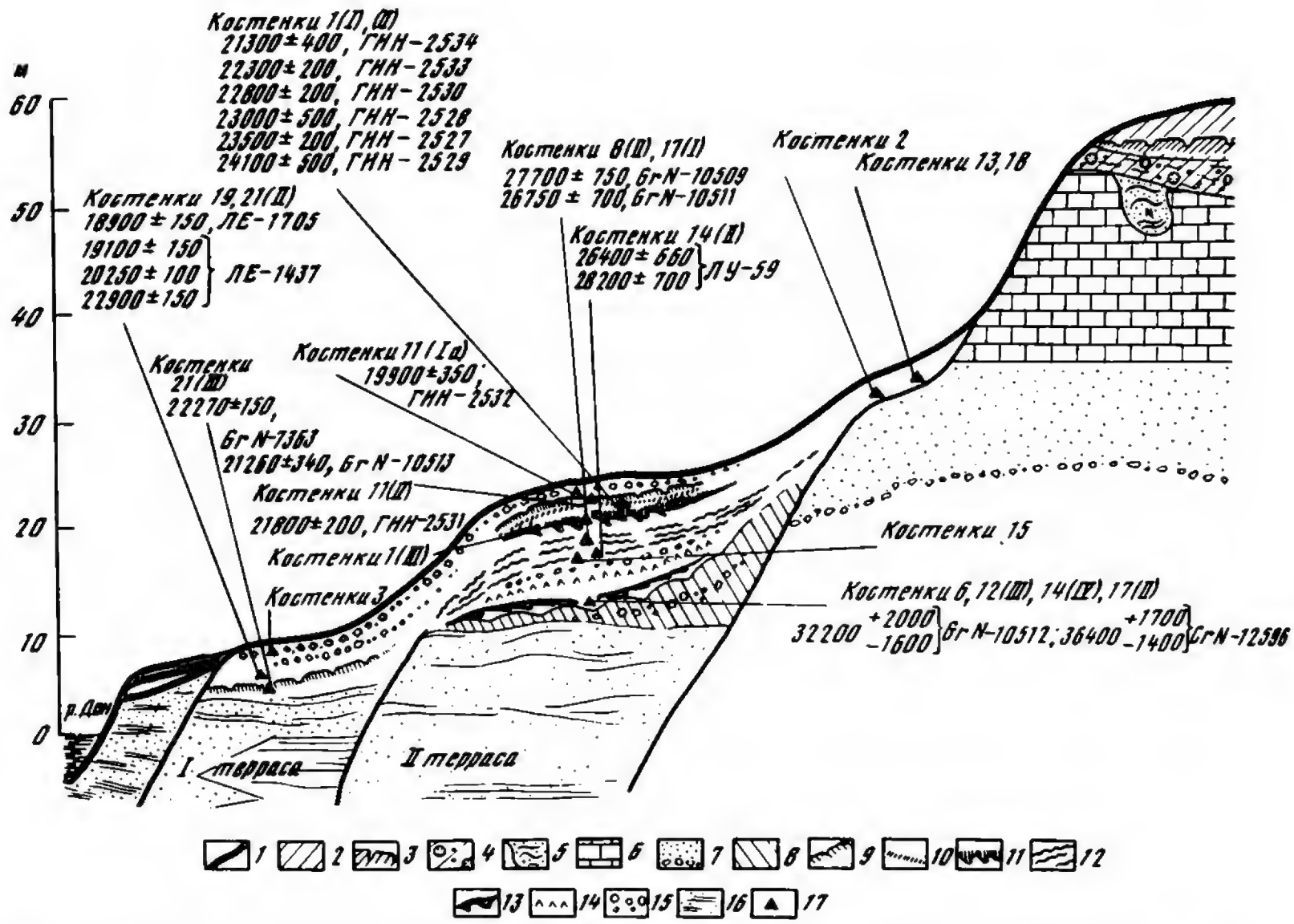



**Рис. 5.** Схема строения правобережья Дона в районе Костенок и размещение палеолитических памятников

*1* – современная почва, *2* – покровные суглинки водораздела, *3* – мощная ископаемая почва над мореной, *4* – морена донского ледника, *5* – неогеновые отложения в карстовых полостях, *6* – туронский мел, *7* – сеноманские пески, *8* – аллювиально-делювиальные суглинки, *9* – гмелинская ископаемая почва, *10* – ископаемая почва верхнего культурного слоя Костенок I, *11* – криоморфная почва III культурного слоя Костенок I, *12* – три сближенных гумусированных горизонта, *13* – нижний гумусированный горизонт, *14* – вулканический пепел, *15* – меловая щебенка, *16* – аллювиальные пески и супеси, *17* – культурные слои

ские материалы могут служить элементом детальной стратиграфии для значительной части позднего плейстоцена. Периодизация позднего палеолита (особенно с привлечением радиоуглеродных дат) разработана достаточно дробно, и находки позднего палеолита в разных фациях могут быть широко использованы в целях стратиграфии. Переход от палеолита к мезолиту в общем совпадает с границей плейстоцена и голоцена.

## ЛИТЕРАТУРА

*Величко А.А., Антонова Г.В., Зеликсон Э.М.* и др. Палеогеография стоянки Азых – древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР// Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 3. С. 20–35.

*Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф.* Остатки млекопитающих в восточной галерее пещеры Кударо I (раскопки В.П. Любина 1957–1958 гг.)//Кударские пещерные палеолитические стоянки в Юго-Осетии. М.: Наука, 1980. С. 63–78.

*Гаджиев Д.В., Гусейнов М.М., Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш.* Краткие результаты комплексных исследований Азыхской древнепалеолитической стоянки //Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1979. № 3. С. 10–16.

*Гладилин В.Н.* Ранний палеолит //Археология Украинской ССР. Киев, 1985. Т. I . С. 12–28.

*Иванова И.К.* Геологический возраст ископаемого человека // М.: Наука, 1965. 192 с.
*Любин В.П.* Ранний палеолит Кавказа //Палеолит СССР. М.: Наука, 1984. С. 45–93. (Сер. Археология СССР).
*Любин В.П., Барышников Г.Ф., Черняховский А.Г.* и др. Пещера Кударо I : (опыт комплексного исследования) //Сов. археология. 1985. № 3. С. 5–24.
*Праслов Н.Д.* Ранний палеолит Русской равнины и Крыма //Палеолит СССР. М.: Наука, 1984. С. 94–132. (Сер. "Археология СССР").

ABSTRACT

The paper presents general synthetic results of geologic age studies for Palaeolithic in the European USSR. It features primary stages of penetration into Eastern Europe. Only the Caucasus and southern areas of the Russian plain were populated in the Acheulian epoch, whereas the Mousterian one evidenced of ancient men' distribution up to 54° latitude. Due to developed Late Palaeolithic material culture, in climatic minimum not only did the primitive man preserve his primary distributional areal but also populated new areas. Archaeological data significance is demonstrated for Quaternary stratigraphy.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.793.89+550.93

В.М. МАКЕЕВ, Х.А. АРСЛАНОВ, О.Ф. БАРАНОВСКАЯ,
А.В. КОСМОДАМИАНСКИЙ, Д.П. ПОНОМАРЕВА, Т.В. ТЕРТЫЧНАЯ

# СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА О-ВА КОТЕЛЬНОГО

До последнего времени позднекайнозойские отложения о-ва Котельного, как и почти всех других Новосибирских островов, не изучались с применением методов ядерной геохронологии в сочетании с традиционными геолого-палеонтологическими методами. Исключением является работа А.В. Ложкина (1977), в которой приведены две радиоуглеродные датировки торфа из торфяника мощностью около 1 м, залегающего в нижней части берегового обрыва [29 750± 1100 лет (МАГ-144) и 28 220±1000 лет (МАГ-174) соответственно]. На основании этих датировок А.В. Ложкиным, а вслед за ним и С.В. Томирдиаро (1980), вышележащий горизонт сильнольдистых алевритов (лёссов) с полигонально-жильными льдами (едомный комплекс) мощностью до 15 м был отнесен к сартанскому времени.

В настоящей статье приводятся новые данные по стратиграфии, геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена, полученные в результате полевых геолого-геоморфологических исследований ААНИИ на о-ве Котельном и комплексного изучения образцов из опорных разрезов.

Результаты повторного исследования вышеуказанного берегового разреза показали иные датировки: ⩾ 49 710 лет (ЛУ-1614, нижняя часть слоя) и 35 390 ± 580 лет[1] (ЛУ-1613, верхняя часть). Кроме того, непосредственно из едомы в 4 м выше торфяника, по рогу оленя очень хорошей сохранности получена запредельная дата ⩾ 48 780 лет (ЛУ-1673).

По данным палинологического анализа большая часть разреза самой едомы фиксирует достаточно теплые условия и характеризуется спектрами лесного типа с господством пыльцы кедрового стланика с примесью пыльцы пихты и лиственницы. Аналогичные спектры были выявлены в другом береговом разрезе едомы, расположенном в 8 км к северо-востоку. Он не характерен для холодных эпох позднего плейстоцена, а отражает условия явно теплее, чем показывают спектры из отложений теплых эпох позднего плейстоцена этого региона. Это может свидетельствовать о более древнем, чем позднеплейстоценовый, возрасте разреза едомы на северо-западе о-ва Котельного. Собственно, верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения в северо-западной части острова распространены на ограниченных площадях. Наиболее представительные и доступные для изучения разрезы сосредоточены главным образом на востоке острова, вдоль Земли Бунге, по долинам крупнейшей р. Балыктах, р. Драгоценной и их притоков (реки Кустах-Юрях, Прямая, Средняя и др.). Они представлены лагунно-морскими, озерными, аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными, эоловыми и, в меньшей степени, другими генетическими разновидностями, слагающими террасы низких геоморфологических уровней, высотой до 25 м, а также залегающими с поверхности на водоразделах в виде "пятен", иногда значительных по площади.

Ледниковые отложения позднеплейстоценового и голоценового возраста на востоке

[1] Конечная датировка образца торфа ЛУ-1613, вероятно, обусловлена загрязнением образца.

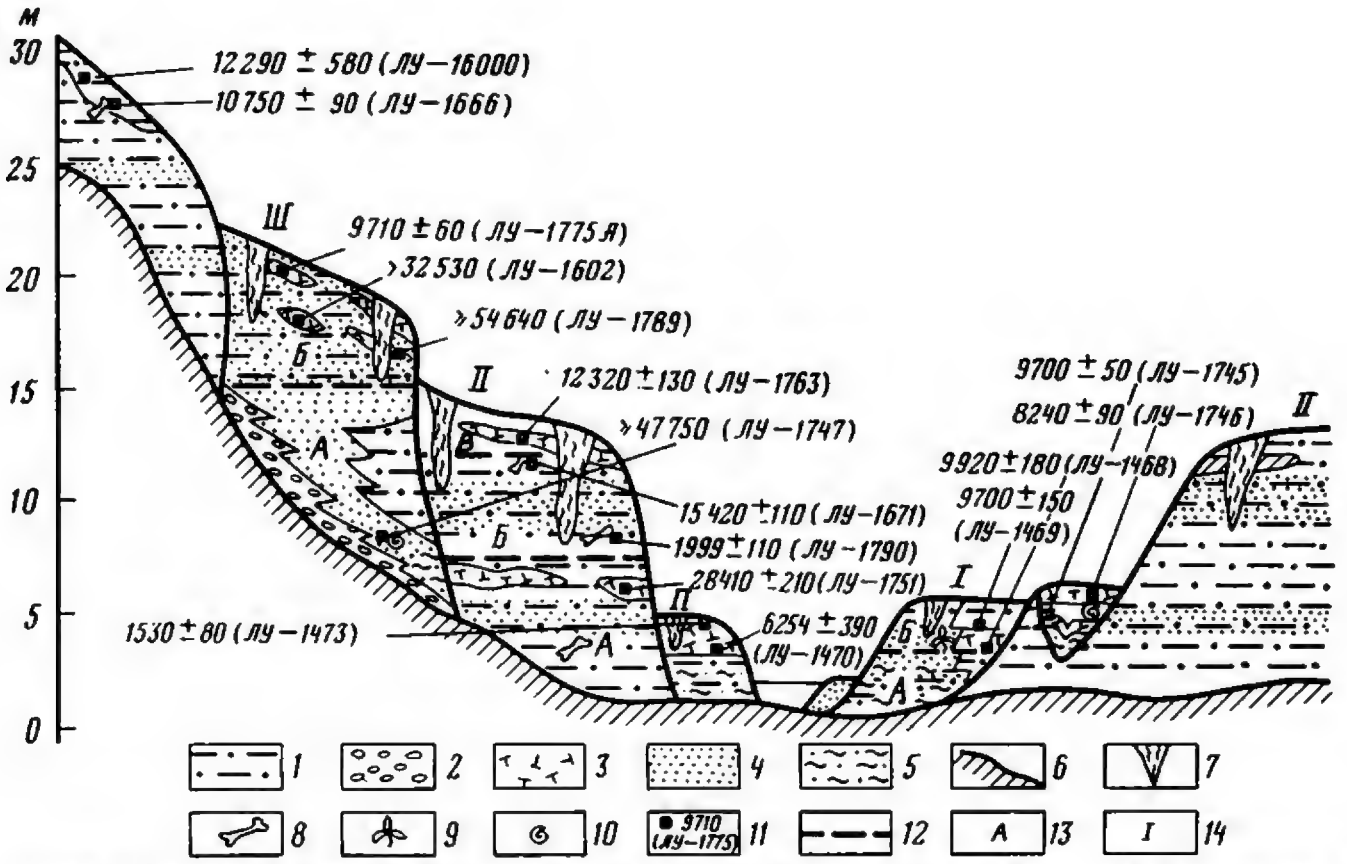



**Рис. 1.** Схема залегания позднеплейстоценовых и голоценовых отложений на о-ве Котельном в бассейнах рек Балыктах и Драгоценной

*1* – алеврит, *2* – галечник, *3* – торф, *4* – песок, *5* – суглинок, *6* – граница с коренными дочетвертичными породами, *7* – жильные льды, *8* – местонахождение остатков крупных ископаемых животных, *9* – местонахождение остатков ископаемой древесно-кустарниковой растительности, *10* – местонахождения раковин морских и пресноводных моллюсков, *11* – места отбора органических остатков на радиоуглеродный анализ и их возраст, *12* – граница между пачками, *13* – пачки, *14* – террасы

острова, так же как и в других его районах, включая гору Малахатын-таз (374 м), не обнаружены.

Все отложения, за исключением деятельного слоя и таликов под крупными озерами, находятся в многолетнемерзлом состоянии. Криогенное строение пород весьма разнообразно. Многие отложения вмещают ледяные жилы различных размеров (содержание льда в породе иногда достигает 60–70%) и, по-видимому, разного возраста. Крупные тела пластовых льдов в разрезах обнаружены не были.

В комплексе верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений нами выделяются: драгоценнинская толща ($Q_{III}$ dr), в основном отвечающая казанцевскому и зырянскому горизонтам; балыктахская толща ($Q_{III}$ bl), близкая по объему каргинскому и в значительной части сартанскому горизонтам; среднинская толща ($Q_{III-IV}$ sr), объединяющая верхи позднего плейстоцена и нижнюю часть голоцена (по М.И. Нейштадту, 1957); тугутахская толща ($Q_{IV}$ tg), охватывающая средний и поздний голоцен (по М.И. Нейштадту). Общая мощность рассматриваемых отложений не превышает 50–60 м (рис. 1).

### ДРАГОЦЕННИНСКАЯ ТОЛЩА ($Q_{III}$ dr)

Толща названа по р. Драгоценной, где расположены опорные разрезы. Представлена главным образом песками с включением прослоев супесей, галечников, которые слагают III террасу высотой 16–23 м. Распространена она на востоке о-ва Котельного довольно широко вблизи границы с Землей Бунге по долинам рек Драгоценной, Кустах-Юрях, Балыктах и др.

Нижняя граница толщи обычно находится ниже современного вреза, реже на породах мезозоя или палеозоя. Верхняя граница расположена на поверхности; местами отло-

жения перекрыты озерно-болотными или эоловыми осадками верхней части позднего плейстоцена или голоцена.

За стратотипический разрез принято обн. 18, расположенное на правом берегу р. Драгоценной в 7 км вверх от ее устья. Парастратотип (обн. 16) находится выше по реке на правом берегу в 2 км ниже устья р. Средней.

В обн. 18 мощностью 13 м сверху вниз вскрываются:

1) песок светло-желтый, мелкозернистый, полимиктовый, неотчетливо волнистослоистый с линзами алеврита песчанистого темно-серого (глубина 0,0–0,6 м);

2) песок грязно-серый, мелкозернистый, полимиктовый, горизонтальнослоистый, с прослоями песка буровато-голубовато-серого с единичной галькой и линзами гиттии темно-бурого цвета, толщиной до 2 см. Возраст гиттии с глубины 0,7 м по $^{14}$C 9710±60 лет (0,6–2,3 м);

3) алеврит серовато-бурый, тонкослоистый, местами обогащенный органикой бурого цвета, с включением тонких линзочек желтовато-серого песка, ожелезненного, мелкозернистого, полимиктового (2,3–2,7 м);

4) песок желтовато-серый, мелкозернистый, горизонтальнослоистый, переслаивается с песком алевритистым темно-серого, почти черного, цвета с включением неопределимой органики (2,7–3,8 м);

5) алеврит песчанистый, почти черный, тонко-горизонтальнослоистый, с примесью мелкой органической крошки, с включением линзочек песка грязно-желтого цвета (3,8–5,1 м);

6) песок желтовато-серый, мелкозернистый, полимиктовый, горизонтально- и волнистослоистый, с гравием и галькой в кровле слоя. Нижний контакт неровный, но без отчетливого перерыва (5,1–7,6 м);

7) песок алевритистый голубовато-серый, мелкозернистый, полимиктовый, с включением небольших линзочек (до 0,3 м толщины) неотсортированного гравийного песка, с обломками и целыми раковинами морских моллюсков Astarte cf. montagui (Dill), Macoma calcarea (Schum), M. baltica L. (определено В.С. Зархидзе), а также с крупной (до 3.5 м мощности) линзой алеврита буровато- и голубовато-серого цвета, тонкогоризонтальнослоистого, с сильно ожелезненными фораминиферами плохой сохранности: Cribrononion ex gr. incertus (Will.), Protelphidium parvum Gud., Retroelphidium ex gr. clavatum (Cushm.).

Вверх по реке песок полностью замещается галечником слоистым, с песчано-гравийным заполнителем и отдельными небольшими валунами, с битыми и целыми створками раковин моллюсков. Обломочный материал разнообразно окатан, представлен преимущественно местными осадочными мезозойскими и палеозойскими породами (алевриты, известняки, песчаники), а также гранитами, аляскитами, долеритами, кварцитами, порфиритами, халцедонами и другими породами неизвестного происхождения (7,6–13,1 м);

8) глина зеленовато-голубовато-серая, пластичная, слоистая. Видимая мощность до уреза воды 0,2 м.

В слое 7 из линзы алевритов определены 46 видов диатомовых водорослей, из которых более 50% представлены четвертичными пресноводными холодолюбивыми озерными видами. Наиболее часто встречаются: Melosira islandica subsp. helvetica O. Müll., Stephanodiscus dubius var. arctica, Pinnularia hemiptera (Ktz.) Cl., P. sp., Amphora ovalis Ktz. и др.; другая часть водорослей принадлежит переотложенным морским палеогеновым и четвертичным видам (определено М.А. Травиной).

Спорово-пыльцевой комплекс этого слоя характеризуется значительным участием пыльцы кустарников и кустарничков (до 40%), среди которой господствует пыльца берез (до 80%) при участии пыльцы ольховника и ивы; среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца осок (до 45%) с примесью злаков и вересковых.

В слое 6 пыльца и споры не обнаружены. В слое 4 и 5 господствует пыльца травянистых растений (до 80%), из которых около 50% приходится на пыльцу полыней.

Верхние три слоя, судя по спорово-пыльцевому комплексу и датировке, имеют раннеголоценовый возраст.

Выше по реке в парастратотипическом разрезе (обн. 16) в пачке А мощностью около 6 м непосредственно от уреза воды вскрывается песок алевритистый, желтовато-серого цвета, горизонтальнослоистый, прослоями до 2 см обогащенный мелким растительным детритом, с включением единичного плавника и линз гравийно-галечно-древесного материала с обломками раковин морских моллюсков Macoma calcarea, Astarte sp. (определено В.С. Зархидзе); мощность до 1 м.

Из отложений определена солоноватоводная фораминифера Proteonina ex gr. difflugiformis (Brady), а также спорово-пыльцевой комплекс, близкий к комплексу из слоя 7 обн. 18.

Возраст плавника по $^{14}C$ оказался более 47 750 лет (ЛУ-1747).

Вышележащие отложения мощностью 3,5 м представлены песками, похожими на отложения слоев 4–6 обн. 18. Отличие заключается в практически полном отсутствии включений, в том числе спор и пыльцы.

Таким образом, в толще отчетливо выделяется две пачки: нижняя пачка (А) представлена прибрежно-морскими и дельтовыми (обн. 16) отложениями, верхняя (Б) – континентальными, по-видимому, озерно-аллювиальными и частично эоловыми.

Геологический возраст толщи установлен преимущественно на основании косвенных данных, и поэтому на данном этапе исследований его оценку можно рассматривать как предварительную. Нижняя пачка толщи, с запредельной датировкой, коррелирует с отложениями казанцевского горизонта. В рассматриваемую толщу вложены отложения II террасы, возраст которых достаточно уверенно датируется второй половиной позднего плейстоцена. Содержащаяся в пачке морская фауна не похожа на таковую из более древних морских отложений, установленных на северо-западе острова и датированных ЭПР-методом как нижнечетвертичные, и в то же время напоминает фауну из отложений на мысе Биллингса, относящуюся к казанцевскому времени (устное сообщение И.И. Рюминой). Кровля отложений пачки А залегает до абсолютных отметок +13 м, в то же время данные о развитии каргинских морских отложений (в современном их понимании) на Новосибирских островах и прилегающей материковой части побережья выше современного уровня моря до настоящего времени отсутствуют.

Так как нижняя граница пачки достоверно не установлена, то для нижней части отложений не исключен более древний, среднеплейстоценовый возраст. В этом случае пачка имеет средне-позднеплейстоценовый возраст, как и предполагают Г.И. Труфанов (1982) и Ю.Н. Михалюк (1982).

Верхняя пачка (Б) сопоставляется с зырянским горизонтом на том основании, что в ряде разрезов она без размыва залегает на нижележащих морских казанцевских отложениях и перекрыта (обн. 11, бухта Смирницкого) пачкой слоистых алевритов с растительным детритом и окатышами автохтонного торфа, датированных по $^{14}C \geqslant 32\,540$ и $\geqslant 54\,640$ лет (ЛУ-1602, 1789). Сравнительно "теплый" спорово-пыльцевой комплекс сходен с комплексом из отложений, отнесенных нами к каргинскому времени. Кроме того, в отложениях пачки Б растительные органические остатки встречаются в незначительном количестве, что свидетельствует прежде всего о развитии в это время растительности обедненного видового состава, близкой к тундро-степному типу, особенно характерной в арктической части Восточной Сибири для относительно холодных и сухих климатических временных интервалов, синхронных ледниковым эпохам более западных районов севера СССР (Томирдиаро, 1980).

### БАЛЫКТАХСКАЯ ТОЛЩА ($Q_{III}$ bl)

Толща названа по р. Балыктах, где она наиболее широко развита. Представлена главным образом алевритами с прослоями песков и включением растительного детрита, реже – торфа; в ней развиты довольно мощные полигонально-жильные льды высотой до 10 м и шириной до 5 м. Толща слагает II террасу высотой 10–15 м р. Балыктах и ее притоков либо залегает пятнами на водоразделах.

Нижняя граница толщи в долинах рек обычно расположена ниже уреза воды, на водоразделах – на разновозрастных отложениях (от палеозоя до позднего плейстоцена). Верхняя граница чаще всего является дневной поверхностью либо перекрыта маломощным голоценовым покровом.

В качестве опорного разреза принято обн. 27, расположенное на правом берегу р. Балыктах в 0,5 км выше устья р. Кустах-Юрях. Парастратотипами являются обн. 25 (на левом берегу той же реки в 1,5 км выше устья р.Песцовой), обн. 6 (на правом берегу р. Решетникова в 20 км от устья) и обн. 10 (в истоке р. Прямой правого притока р. Балыктах).

В стратотипическом разрезе (рис. 2) мощностью около 10 м установлены (сверху вниз) следующие слои:

1) почвенно-растительный слой (глубина 0,0–0,07 м);

2) алеврит светло-серый с пятнами желтого цвета (ожелезнение), тонко-горизонтальнослоистый, с линзообразными прослоями алеврита, обогащенного растительным детритом бурого цвета, окатышами торфа и линзами (до 0,3 м) мохово-разнотравного торфа с небольшими ветками кустарников; по $^{14}C$ возраст образца с глубины 0,5 м от кровли составляет 12 320±130 лет (ЛУ-1763) (0,07–1,6 м);

3) алеврит темно-серый, с неотчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, редкими линзообразными прослоями песка светло-серого, полимиктового, мелкозернистого, с признаками почти черной органики и корешками травянистых растений (1,6–3,3 м);

4) алеврит, аналогичный слою 3, но с бо́льшим количеством прослоев песка (особенно в верхней части слоя) толщиной до 5 см (3,3–4,6 м);

5) песок желтовато-серый, мелкозернистый, полимиктовый, тонко-горизонтальнослоистый, переслаивается с прослоями алеврита толщиной до 4 см, аналогичного слою 3, но с отчетливой горизонтальной и мелковолнистой слоистостью. Верхний и нижний контакт слоя без следов размыва (4,6–5,8 м);

6) алеврит серый, тонко-горизонтальнослоистый, с вертикально стоящими корешками трав, переслаивается с прослоями песка, аналогичного слою 5, толщина которых сверху вниз увеличивается от 2 до 7 см (5,8–6,9 м).

7) алеврит опесчаненный темно-серый, с мелкими окатышами и линзочками торфа и корнями растений (6,9–7,8 м);

8) песок, аналогичный слою 5, но с более тонкими (до 1 см) прослоями алеврита (7,8–9,0 м);

9) алеврит, аналогичный слою 6 (9,0–9,4 м);

10) осыпь на бечевнике; последний сложен пачкой переслаивания песков мелкозернистых и алевритов серого цвета, нередко сильно насыщен водой, отчего напоминает зыбун (9,4–12,8 м).

В осыпи прямо с поверхности обнаружены остатки мамонта: череп с двумя бивнями, один из которых отколот, две лопатки, нижняя челюсть с зубами, отдельные ребра, позвонки, другие кости; на некоторых из них хорошо сохранилась мышечная ткань. По многим признакам видно, что остатки мамонта выпали из средней или верхней части разреза при подмыве берега во время половодья 1985 г. Радиоуглеродный возраст мамонта по бивню превосходной сохранности составляет 19 990±110 лет (ЛУ-1790).

Вблизи от обнажения в осыпи и на бечевнике постоянно встречаются разрозненные кости других мамонтов (берцовая кость, бивень, обломок лопатки и др.). Выше и ниже по течению реки в осыпи террасы и в русле реки было обнаружено множество костей мамонтов и других крупных животных: лошадей, бизонов, оленей, овцебыков, принад-

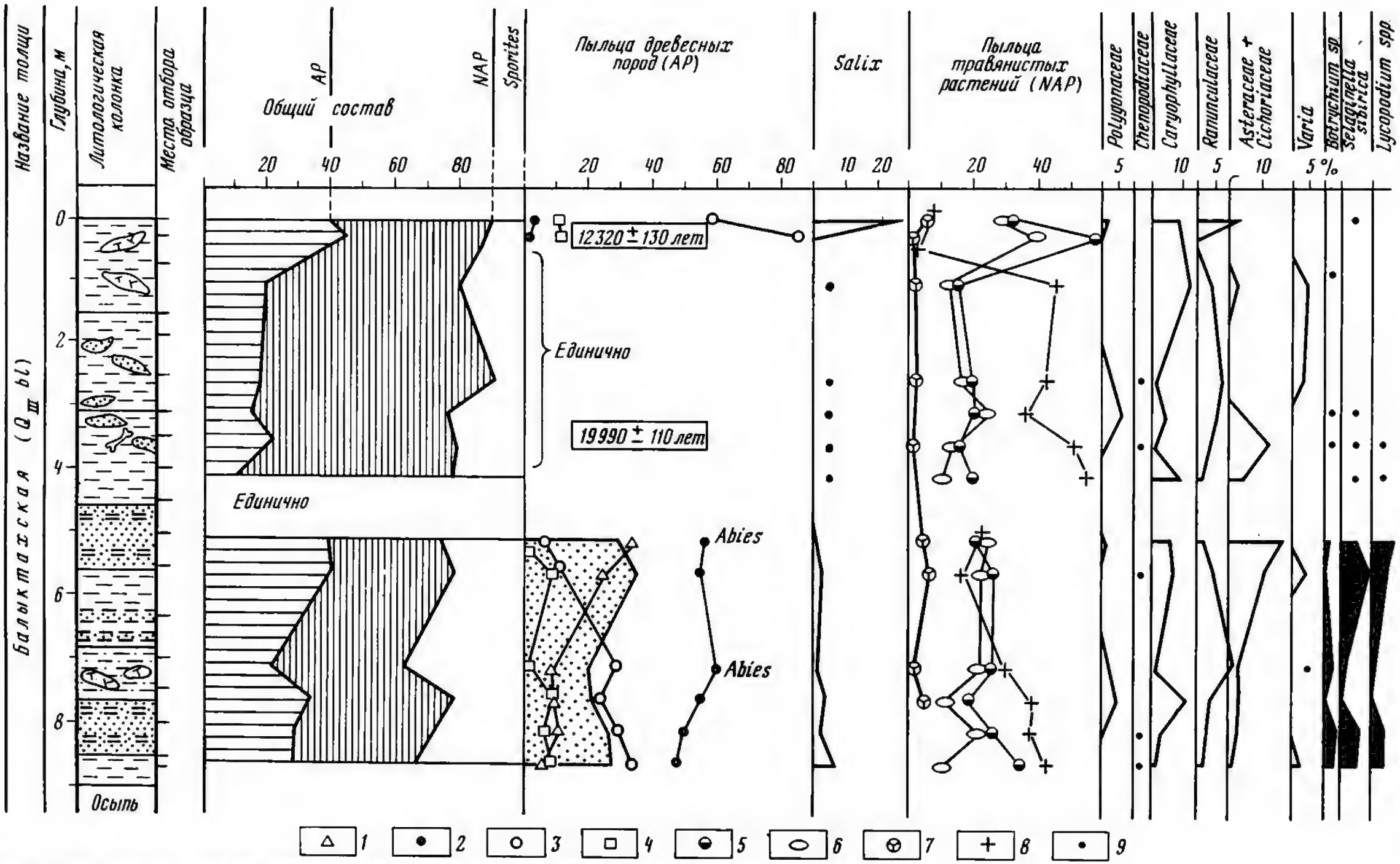



**Рис. 2.** Спорово-пыльцевая диаграмма балыктахской толщи (обн. 27)

Пыльца древесных пород: *1* – Picea, *2* – Pinus, *3* – Betula, *4* – Alnaster; пыльца травянистых растений: *5* – Poaceae, *6* – Cyperaceae, *7* – Ericaceae, *8* – Artemisia; *9* – присутствие в количестве менее 1%

лежащих, согласно определению Н.К. Верещагина, к видам: Mammuthus primigenius Blum. (поздний тип), Equus lenensis Russ., Bison priscus Bog., Rangifer tarandus L., Ovibos maschatus Zimm. К настоящему времени определен возраст одного из бивней мамонта, найденного в осыпи на реке выше обн. 27, – 29 020± 190 лет (ЛУ-1791).

В слоях 6–9 определен спорово-пыльцевой комплекс, до 40% которого составляет пыльца древесно-кустарниковой растительности и около 40% – пыльца травянистых растений (см. рис. 2). Среди группы AP преобладает пыльца сосны, главным образом кедрового стланика, а также берез и ели. В группе NAP преобладает пыльца злаков, осок, полыни. Среди споровых растений (до 10%) постоянно встречается плаунок сибирский.

В слоях 3–4 и нижней части слоя 2 определен спорово-пыльцевой комплекс с господством (до 70%) пыльцы травянистых растений, из которых до 60% составляет пыльца полыни. Споры встречены в единичных экземплярах.

В слое 1 и верхней части слоя 2 в спорово-пыльцевом комплексе значительное участие (до 45%) принимает пыльца кустарниково-кустарничковой группы растений: березы (60–80%), ивы (до 25%), ольховника (до 10%). Существенно изменяется также соотношение пыльцы травянистых: господствующей становится пыльца злаков (до 60%).

Морские микрофоссилии в разрезе не обнаружены.

Таким образом, разрез обн. 27 по литологии и наличию трех различных спорово-пыльцевых комплексов можно разделить на три пачки. Нижняя пачка А (кустахюряхская) мощностью 4,5 м, представленная преимущественно песками с подчиненными прослоями алеврита, вероятнее всего, имеет аллювиально-эстуариевый генезис. Средняя пачка Б (мамонтовая) мощностью 3,5–3,8 м сложена в основном алевритами, являющимися, по-видимому, осадками эфемерных (сезонных) мелководных водоемов типа современных челбаков либо весьма своеобразной пойменной фацией. Верхняя пачка В (иримовская), представленная алевритами со значительным количеством органики, имеет явно озерно-болотное происхождение.

Все эти пачки встречены в парастратотипических разрезах, достаточно далеко удаленных друг от друга. В обн. 6 (слой 4) алевриты с линзой торфа содержат спорово-пыльцевой комплекс, практически идентичный таковому из пачки А обн. 27. Для этого слоя получена датировка 28 640±700 лет (ЛУ-1604). Другая близкая дата 28 410±210 лет (ЛУ-1751) получена для небольшой линзы аллохтонного торфа, залегающего в средней части разреза той же II террасы р. Балыктах у устья р. Зееберга. В осыпи этого же разреза встречен череп лошади (Equus lenensis).

В обн. 25 в разрезе II террасы в ее верхней и средней частях, сложенных теми же алевритами с тонкими прослоями и линзами песков с вертикально залегающими корнями травянистых растений, определен спорово-пыльцевой комплекс, идентичный комплексу из пачки Б обн. 27. По бивню мамонта превосходной сохранности из этого разреза определен возраст 15 420±110 лет (ЛУ-1671).

В парастратотипе в обн. 10 пачка В (иримовская) имеет мощность всего 2 м. В разрезе, сложенном алевритами с линзами аллохтонного торфа с ветками кустарника, определен очень близкий пачке в обн. 27 спорово-пыльцевой комплекс, но с еще бóльшим содержанием в нем пыльцы ивы (до 35%). Возраст торфа с глубины 1,5 м по $^{14}C$ составляет 12 290±580 лет (ЛУ-1600). В осыпи найден хорошо сохранившийся череп овцебыка возрастом 10 750±90 лет (ЛУ-1666).

### СРЕДНИНСКАЯ ТОЛЩА ($Q_{III-IV}$ sr)

Толща названа по р. Средней, вблизи от устья которой на правом берегу р. Драгоценной расположен опорный разрез. Представлена алевритами, песками, супесями и торфами озерного, аллювиального и аллювиально-озерного происхождения, слагающими I надпойменную террасу (высотой 5–8 м) крупных рек Балыктах, Драгоценной и их притоков, дно бывших крупных озер, приуроченных как к водоразделам, так и к долинам рек.

Нижняя граница толщи не выявлена, так как она залегает ниже уреза. В отдельных разрезах (6, 14) без заметных следов перерыва толща залегает на отложениях балыктахской толщи либо со следами перерыва на отложениях драгоценнинской толщи (обн. 17, 18). Верхней границей является поверхность площадки I надпойменной террасы либо дно спущенных озер в древних аласах; реже толща перекрыта с размывом более молодыми озерно-болотными или аллювиально-озерными голоценовыми отложениями.

За стратотипический разрез принято обн. 20, расположенное на правом берегу р. Драгоценной в 1 км вверх от устья р. Средней. Парастратотип (обн. 8) находится на правом берегу р. Балыктах в 2 км ССЗ от устья р. Песцовой.

В обн. 20 мощностью около 7 м, разрез которого представлен почти целиком озерными отложениями, сверху вниз вскрываются:

1) почвенно-растительный слой (глубина 0,0–0,1 м);

2) алеврит опесчаненный буровато-серый, горизонтальнослоистый, с линзообразными прослоями песка серого и желтовато-серого цвета, толщиной до 2 см. У кровли слоя – прослой автохтонного мохового торфа мощностью до 3 см, имеющий по $^{14}C$ возраст 8240±90 лет (ЛУ-1746) (0,1–2,2 м);

3) алеврит серовато-бурый, тонкослоистый, с прослоями алеврита, обогащенного растительным детритом, окатышами и линзами мохово-злакового торфа, с включениями веток кустарников мощностью до 0,5 м. Возраст по $^{14}C$ – 9700±50 лет (ЛУ-1749) (2,2–3,0 м);

4) алеврит буровато-серый, горизонтальнослоистый, с линзообразными прослоями песка буровато-желтого цвета, мелкозернистого, полимиктового, с обломками и целыми раковинами пресноводных моллюсков из рода Lacustrina, образующих иногда скопления типа банок (3,0–5,0 м);

5) алеврит опесчаненный, серый, с пятнами бурого цвета (ожелезнение), горизонтальнослоистый, в сухом состоянии имеет плитчатую текстуру (5,0–5,5 м);

6) алеврит глинистый, голубовато-серый, с линзами песка желтовато-серого цвета. Переход к выше- и нижележащим слоям постепенный (5,5–6,1 м);

7) алеврит, аналогичный слою 6, но с толстошлировой льдистой текстурой. Толщина шлиров до 1 см. Видимая мощность 1,0 м (6,1–7,1 м).

В слоях 4–7 из микрофоссилий определены остракоды: Condona obtusa C., Condona sp., Condoniella subellipsoidea Sth. (определено Н.В. Куприяновой), а также споры и пыльца, среди которых господствует пыльца травянистых растений (60–90%): полыни (20–60%), злаков (20–35%), осок (10–35%), лютиковых и гвоздичных (до 10%). Пыльца древесно-кустарниковой группы и споры присутствуют в единичных экземплярах (рис. 3). В целом комплекс напоминает таковой из мамонтовой пачки балыктахской толщи.

В слое 3 и нижней части слоя 2 определен спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием (60–80%) пыльцы кустарников и кустарничков: березы (70–90%), ольховника (5–20%), ивы (5–7%). Содержание пыльцы травянистых растений колеблется в пределах 20–40%, причем преобладает пыльца осоки (до 50%) и злаков (20–50%).

К верхней половине слоя приурочен комплекс, где содержание пыльцы кустарниковых растений понижается до 20–40%, но увеличивается количество пыльцы травянистых растений (до 63%), в первую очередь злаковых (до 60%).

Таким образом, в разрезе среднинской толщи по литологии и присутствию различных спорово-пыльцевых комплексов можно выделить две пачки: нижняя пачка А (слои 4–7) представлена преимущественно алевритами и песками; верхняя пачка Б (слои 2–3 ) – алевритами и торфами, реже – суглинками. В парастратотипическом разрезе (обн. 8) спорово-пыльцевой комплекс сходен с комплексом пачки Б. Мощность одной из линз торфа возрастает до 1,1 м. В нем, так же как и в близлежащих разрезах I надпойменной террасы р. Балыктах, обнаружены корни и стволы кустарников ольховника и ивы, имеющие диаметр до 8–9 см. Из других макроостатков в торфах были определены листья и плоды кустарниковых и кустарничковых берез, листья и веточки

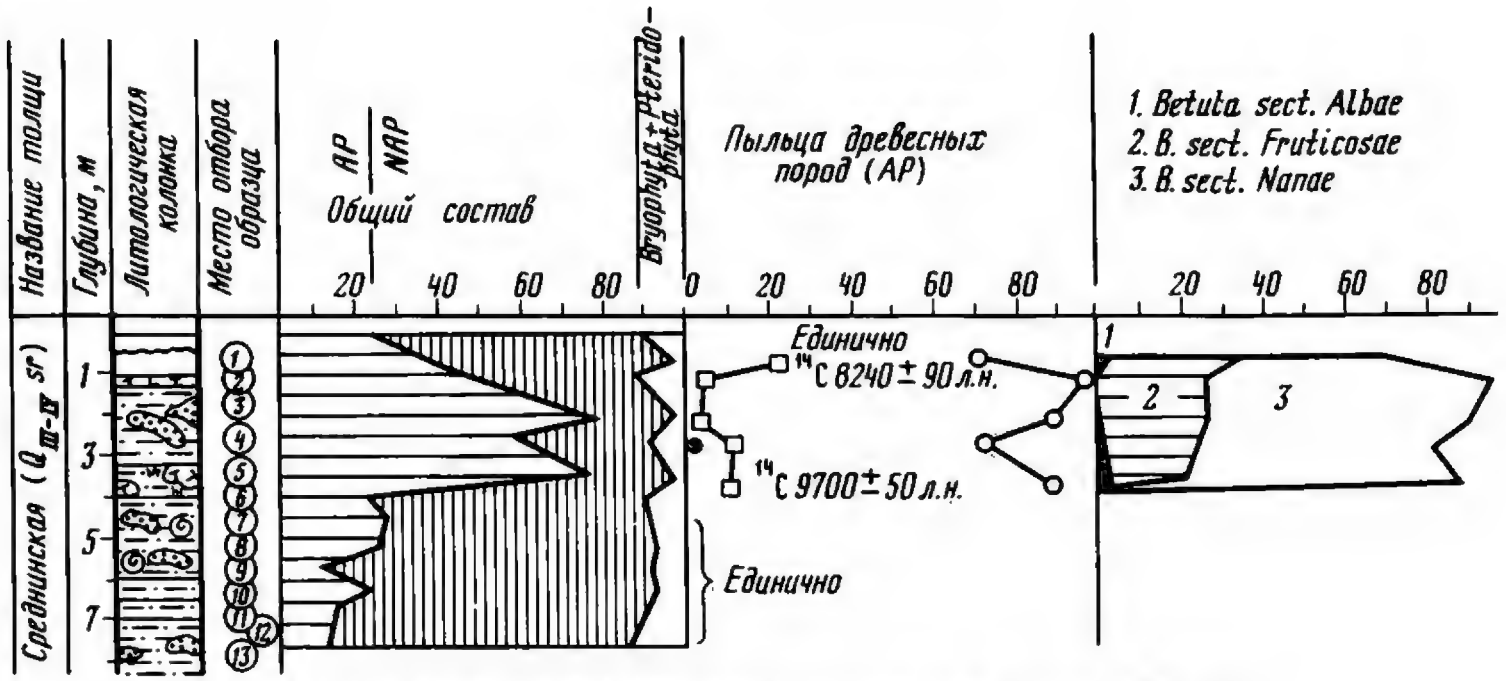



**Рис. 3.** Спорово-пыльцевая диаграмма среднинской толщи (обн. 20)
Условные обозначения см. на рис. 2

ив и голубики (Vaccinium uliginosum L.), многочисленные семена и плоды травянистых растений, характерных для северной флоры заболачиваемых водоемов или болот (определение Т.Г. Полозовой и К.П. Проскурина).

Для торфяника из обн. 8 получены две датировки – 9920±180 лет (ЛУ-1468, низ торфяника) и 9700±150 лет (ЛУ-1469, верх). Важно отметить, что для всех без исключения разрезов (обн. 6, 8, 8а, 18, 32), где в составе голоценовых торфяников присутствуют остатки кустарников, получены радиоуглеродные датировки от 9080±80 (ЛУ-1467) до 10 100±250 лет (ЛУ-1684).

Геологический возраст среднинской толщи по радиоуглеродным датам и условиям залегания в сводном разрезе охватывает самый конец позднего плейстоцена – ранний голоцен (средний дриас, поздний дриас – пачка А, пребореал и часть бореала – пачка Б схемы Блитт–Сернандера).

### ТУГУТТАХСКАЯ ТОЛЩА ($Q_{IV}tg$)

Толща названа по р. Тугуттах, в 3 км выше устья которой на правом берегу р. Балыктах располагается разрез высокой пойменной террасы высотой 4–4,5 м, принятый нами в качестве стратотипического (обн. 9).

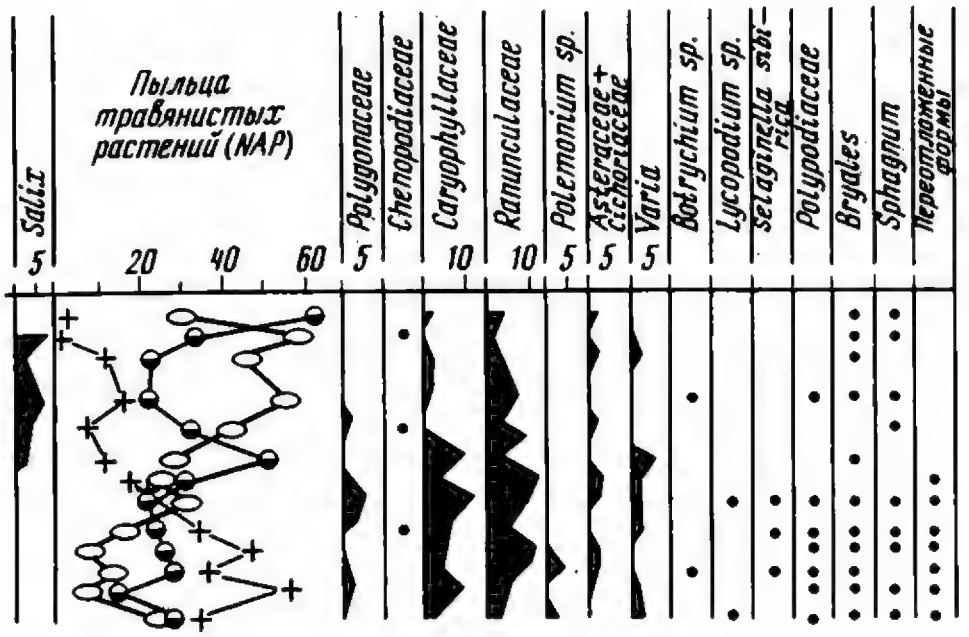
В разрезе сверху вниз залегают:

1) торф темно-коричневый, слаборазложившийся, слоистый, осоково-злакового состава с примесью песка (до 10%), монолитно-мерзлый, нередко с прослоями толстошлирового льда (до 2 см). Мощность 1,1 м. Возраст по $^{14}C$ торфа с глубины 0,3 и 1,0–1,1 м от кровли слоя соответственно 1530±80 (ЛУ-1473) и 6250±390 лет (ЛУ-1470);

2) суглинок голубовато-серый, слоистый, с толстошлировой мерзлотной текстурой, с включением линзообразных прослоев песка коричневого цвета, среднезернистого, полимиктового и растительного детрита либо отдельных окатышей мохового торфа. Мощность 2 м;

3) осыпь 0,9 м.

Вниз по течению р. Балыктах от обн. 9 на левом берегу в 0,7 км выше устья р. Песцовой рекой вскрыта нижняя часть разреза поймы (1,0 м) – слой, сложенный суглинком серого либо голубовато-серого цвета, слоистым, с включением тонких линз песка мелкозернистого, полимиктового и растительного детрита черного цвета, с хорошо различаемыми макроостатками растений (листья ивы, березы, голубики, стебли осок, злаков и др.) и множеством корней крупных кустарников диаметром до 6 см.




Возраст корней по $^{14}C$ – 9080±80 лет (ЛУ-1467).

Из слоя 1 определен спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы травянистых растений (70–80%), главным образом пыльцы злаков (80–90%).

В слое 2 в двух нижних образцах отмечен близкий комплекс, а в верхнем образце – значительно (до 40%) возрастает содержание пыльцы кустарников и кустарничков.

В слое 3 встречен комплекс с большим содержанием пыльцы кустарниково-кустарничковой растительности, идентичный комплексу из нижней части пачки Б среднинской толщи.

Нижняя граница тугуттахской толщи на данном этапе исследований не установлена. В приведенном опорном разрезе она может быть проведена где-то в средней части слоя 2, так как слой 3 по всем признакам принадлежит уже к среднинской толще.

Отложения тугуттахской толщи распространены по площади достаточно широко. Они залегают в долинах рек на дне современных аласов, реже – на водоразделах (обн. 13); мощность достигает 7 м; представлены чаще всего озерно-болотными и аллювиально-озерными генетическими разновидностями.

Геологический возраст тугуттахской толщи – целиком средний и поздний голоцен (атлантический, суббореальный и субатлантический периоды по Блитт–Сернандеру) и, вероятно, часть раннего (конец бореального периода).

Комплексные исследования четвертичных отложений с широким применением радиоуглеродного анализа позволили впервые на о-ве Котельном достаточно уверенно расчленить верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения и восстановить основные черты палеогеографии того времени.

Формирование рассматриваемых отложений происходило на фоне относительно малоактивных движений земной коры, вследствие чего в это время не создались условия для накопления осадков значительной мощности, а морские четвертичные и даже более древние кайнозойские отложения оказались приподнятыми на абсолютные отметки не выше 70 м.

Существенное сходство внешнего облика, минералогического и гранулометрического состава большей части покрова четвертичных отложений и коренных осадочных пород палеозоя и мезозоя свидетельствует о формировании их за счет выветривания, размыва и переотложения. Эти процессы проходили преимущественно в континентальных условиях. Морские условия существовали лишь в начале рассматриваемого этапа, синхронного, вероятно, казанцевскому времени. Но даже в это время, судя по присутствию в разрезах мелководных песчано-гравийно-галечных морских отло-

жений с небольшим количеством явно угнетенного вида моллюсков и фораминифер, уровень океана не превышал современный более чем на 10–15 м. В послеказанцевское время, несмотря на неоднократные колебания уровня Мирового океана, уровень моря в районе о-ва Котельного даже во время трансгрессий, вероятнее всего, не достигал современных отметок. По-видимому, более древний возраст имеют также и морские отложения, залегающие на Земле Бунге вдоль границы с о-вом Котельным на абсолютных отметках до 6 м и слагающие, по Г.В. Труфанову (1982), I морскую террасу голоценового возраста.

В последующий (континентальный) период истории на острове в зависимости от рельефа, субстрата, характера криогенного строения, климатических условий и других факторов происходило накопление самых разнообразных генетических типов отложений. Не останавливаясь из-за ограниченности объема публикации на выявлении роли каждого из этих факторов, отметим лишь, что в понижениях рельефа, приуроченных к овражно-долинной сети, отлагались преимущественно аллювиальные, аллювиально-озерные, озерные, озерно-болотные и эоловые отложения. Последние наиболее часто наблюдаются в долинах рек острова вблизи Земли Бунге. На водоразделах и их склонах шло накопление сравнительно маломощных элювиально-делювиально-солифлюкционных (за счет комплексного выветривания и переотложения), озерных и эоловых отложений. Последние накапливались вследствие передува местных коренных дочетвертичных и четвертичных пород, в том числе элювиально-делювиальных.

Палеогеографическая обстановка на острове в целом за послеказанцевское время характеризовалась рядом особенностей. Значительную часть позднеплейстоценового времени в растительном покрове господствовал злаково-полынный травянистый комплекс, свидетельствующий о существовании тундро-степных или даже степных ландшафтов в условиях резко континентального климата с очень небольшим количеством осадков и, вероятнее всего, с летними температурами воздуха выше современных. Такие климатические условия способствовали активному росту достаточно мощных полигонально-жильных льдов (механизм этого роста до настоящего времени не выявлен). В то же время резко континентальный климат препятствовал развитию наземного оледенения. Поэтому на острове и даже на возвышенности Малакатын-тас (до 374 м) не было обнаружено каких-либо следов позднеплейстоценового оледенения.

Некоторый сдвиг в сторону увлажнения и, возможно, потепления в летний период произошел в период накопления пачки А балыктахской толщи (датировки ⩾ 54–28 тыс. лет). Это привело к накоплению в отдельные отрезки времени в благоприятных местах небольших по мощности (до 0,5 м) торфяников и изменению в составе растительного покрова. Участие в спорово-пыльцевых комплексах до 40% пыльцы деревьев и кустарников (сосны, преимущественно кедрового стланика, ели, березы, ольховника, ивы), мезофильных травянистых растений, спор папоротников, плаунов, сфагновых мхов наряду с пыльцой ксерофильных травянистых растений и спорами плаунка сибирского дает основание предположить, что по долинам рек стали развиваться локальные лесные группировки, а на водоразделах по-прежнему существовали степные или тундро-степные ландшафты.

На развитие в позднем плейстоцене преимущественно открытых тундро-степных ландшафтов, но с достаточно большой биомассой указывают также наиболее частые находки в естественных разрезах и осыпях драгоценнинской и балыктахской толщ наряду с костными остатками мамонтов таких типичных обитателей степных пространств, как лошади и бизоны.

Исключением является небольшой по продолжительности отрезок времени (несколько сот лет, датировки 12,3–12,2 тыс. лет), когда на острове значительно возросла общая увлажненность климата, что привело к замене тундро-степей растительностью, близкой к современной тундре с участием большого количества кустарников и кустарничков ивы, березы, торфонакоплению в понижениях рельефа и активному развитию термокарстового процесса, способствовавшего деградации ранее возникших полигонально-жильных льдов.

На протяжении большей части голоцена состав растительности, судя по спорово-пыльцевым спектрам, был весьма близок к современному и мало изменялся, что указывает на существование в течение этого времени достаточно стабильных климатических условий, мало отличавшихся от современных. Однако в начале голоцена (10–9 тыс. л.н.) произошло существенное потепление (температура июля на 5–6° выше современной) и увлажнение климата, что привело к усилению активности в развитии растительности. На острове очень быстро стали накапливаться торфяники (до 0,4–0,5 см/год), в долинах рек начали расти крупные кустарники, а возможно, судя по находкам в центре острова остатков стволов диаметром до 15–20 см, и деревья. В спорово-пыльцевых спектрах из отложений этого возраста господствует пыльца кустарников и кустарничков березы, ольхи, ивы. На острове активизировались термокарстовые процессы, возникло большое число крупных и мелких термокарстовых озер, впоследствии ставших аласами.

По климатическим условиям это время оказалось наиболее благоприятным для развития растительности за всю голоценовую историю не только о-ва Котельного, но и Новосибирских островов в целом. Климатический оптимум того же времени был установлен для Северной Земли (Макеев и др., 1979; Макеев, 1983) и, по имеющимся у нас, еще не опубликованным данным, для Северного Таймыра. Поэтому можно уверенно говорить о существовании 10–9 тыс. л.н. практически над всей азиатской высокоширотной Арктикой области более высокой по сравнению с современной температуры воздуха (особенно в летний период). На основании тех же материалов можно утверждать, что атлантический климатический оптимум голоцена, установленный для Северной Европы и частично для севера Западной Сибири, в высокоширотной азиатской Арктике не выражен.

## ЛИТЕРАТУРА

*Ложкин А.В.* Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1977. Т. 225, № 2. С. 435–437.

*Макеев В.М.* История приледниковых озер Северной Земли // Тез. докл. Всесоюзн. совещ. по истории озер. Таллин, 1983. С. 122–123.

*Макеев В.М., Арсланов Х.А., Гарутт В.Е.* Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена // ДАН СССР. 1979. Т. 245, №2. С. 421–424.

*Михалюк Ю.Н.* Морские позднекайнозойские отложения в восточном секторе Советской Арктики // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: Севморгеология, 1982. С. 97–104.

*Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 397 с.

Отчет о работе научного совета по криологии Земли ООФАиГ АН СССР за 1980 г. М.: Наука, 1980. 67 с.

*Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

*Трофанов Г.В.* Верхнекайнозойские отложения Новосибирских островов // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: Севморгеология, 1982. С. 81–89.

## ABSTRACT

The paper suggests a new stratigraphic scheme for Late Pleistocene and Holocene deposits of island Kotel'ny based on integrated geologic-geomorphological studies involving widely-applied radiocarbon dating. Specific paleogeographic features of the region during the above period are characterized. In Zyranian and Sartanian glacial epochs the tundra-stepps featuring the mammoth complex fauna prevailed in the island, polygonalvein glacier ice was rapidly spreading whereas the surface glaciation did not developed due to lack of moisture. The close of Late Pleistocene and beginning of the Holocene were marked by considerable warming and humidization. The last interval was the most favourable through the Holocene for vegetation growth.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.263.036:551.79.(470.13)

Н.М. РИНДЗЮНСКАЯ, М.В. РЕВЕРДАТТО, Н.Н. НЕДАШКОВСКАЯ

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Изучение литолого-минералогического и фациального состава многочисленных разрезов с применением комплекса палеогеографических и палеогеоморфологических методов позволило впервые для Приполярного Урала провести детальное стратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых отложений, а также выявить сложное строение молодых (позднемикулинское время – голоцен) долин, на отдельных участках которых отмечается совмещение аллювия, коррелятного времени формирования террасы, с более древними аллювием или осадками иного генезиса. Это объясняется совмещением "молодых" геоморфологических уровней с "древними", возникающими при перестройках долин в определенной структурно-геоморфологической обстановке за счет изменения уклонов и глубины вреза разновозрастных тальвегов.

Своеобразие осадконакопления на Приполярном Урале в позднем плейстоцене определяется приуроченностью территории к наиболее высокоподнятой морфоструктуре Урала – Народнинской, которая отличается сводово-блоковым характером воздыманий с пульсирующим режимом неотектонических движений. Последние наряду с подпруживающим влиянием морских трансгрессий вызвали широкое развитие погребенных долин, выполненных гетерогенными осадками лихвинского, днепровско-московского, раннемикулинского времени. Позднеплейстоценовые долины вложены в эту толщу или прорезали ее (Риндзюнская и др., 1987).

Сводово-блоковый характер воздыманий обусловил ярусность рельефа Приполярного Урала (Варсанофьева, 1939; Рыжов, 1972), что отразилось на морфологии долин, особенно пересекающих Урал вкрест простирания основных субмеридиональных структур. Как нам удалось установить, последнее полное погребение долин приходилось на микулинское ($Q^1_{III}$), а частичное – на молого-шекснинское ($Q^3_{III}$) межледниковья. Несмотря на активизацию тектонических поднятий и интенсивную эрозионную деятельность рек, современный врез только на границах ярусов рельефа, разделенных тектоническими уступами, успел переуглубить древние долины до коренных пород. В большинстве же случаев он лишь частично вскрыл аккумулятивные толщи, погребающие древние долины. Для рек, пересекающих несколько ярусов рельефа вкрест простирания, характерно чередование протяженных участков погребенных долин и коротких участков с малой мощностью аллювия (рис. 1) (Миняйло, 1982). В долинах, ориентированных вдоль простирания тектонических уступов, современные эрозионные врезы имеют большую глубину и протяженность и сопровождаются комплексом эрозионно-аккумулятивных террас.

Определенное влияние на взаимоотношение осадков древних и современных долин оказали неравномерность отдельных этапов активизации тектонических движений и эрозионных врезаний, отличающихся по продолжительности и интенсивности проявлений, а также чередование плювиальных и субаридных эпох, связанных со сменой межледниковых и ледниковых периодов.

В соответствии с законом регрессивной эрозии врез в каждом эрозионном цикле постепенно продвигался снизу вверх по течению рек, при этом глубина вреза и мощность рыхлых отложений на каждом конкретном участке долины существенно отличались (Ог, 1935). В частности, плановые и гипсометрические соотношения современ-

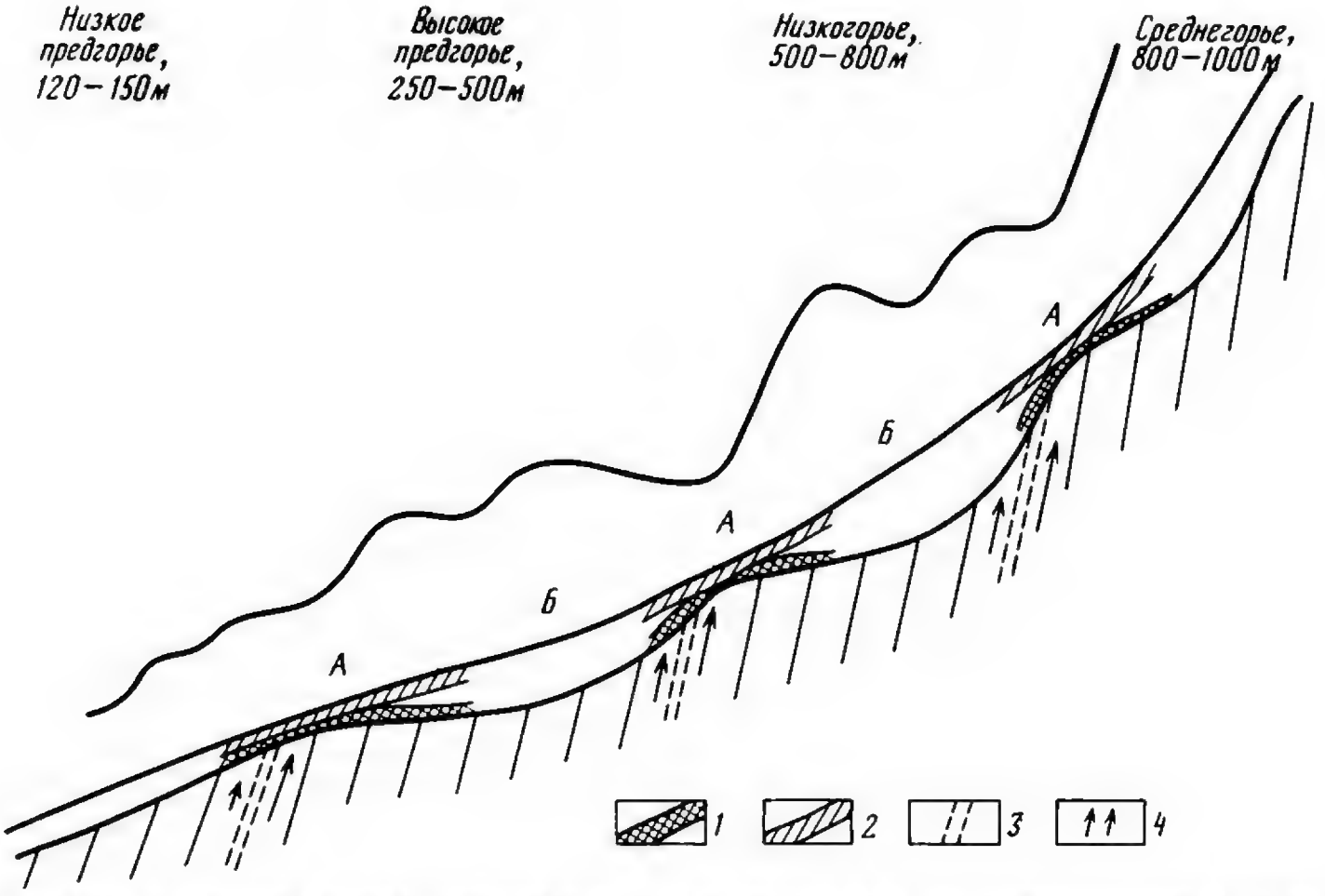



**Рис. 1.** Влияние ярусности рельефа Приполярного Урала на строение продольного профиля долин, ориентированных вкрест простирания субмеридиональных уральских морфоструктур

*А* – участки долин в пределах и непосредственно выше зон тектонических уступов (древняя долина экспонирована), *Б* – участки долин между зонами тектонических уступов (древняя долина погребена). *1* – инстративный аллювий древней долины, *2* – то же, современной долины, *3* – зоны тектонических уступов, *4* – качественные характеристики тектонических движений

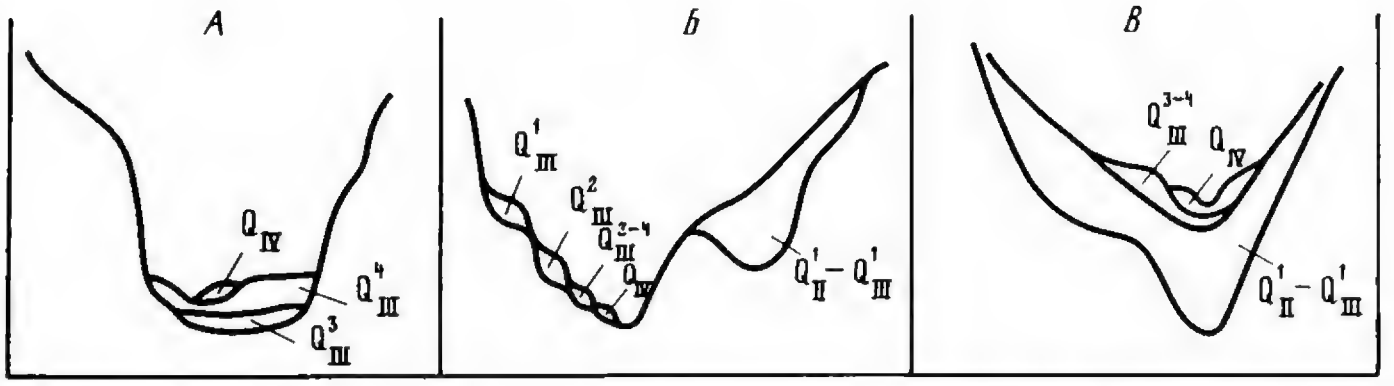



**Рис. 2.** Закономерности размещения верхнечетвертичного аллювия на различных участках долин *А* – нижнее течение реки, *Б* – среднее течение реки, *В* – верхнее течение реки

ных и погребенных древних долин отличаются в нижних, средних и верхних отрезках долин.

В низовьях рек высоких порядков интенсивная глубинная и боковая эрозия каждого последующего эрозионного цикла практически полностью уничтожала отложения предыдущего. Здесь обычно развиты одна цокольная терраса и пойма. Аллювий имеет нормальную мощность. Более древние отложения сохраняются фрагментарно на участках разобщенного вреза. Выше по течению, где глубинная эрозия рек позднего плейстоцена выработала глубокую долину, а боковая не успела переработать отложения предыдущих циклов, хорошо развиты все три позднеплейстоценовые террасы и пойма. Все они имеют коренной цоколь. Для этих участков характерно полное разобщение современной и древних долин. Последние погребены, но часто располагаются выше

или на одном гипсометрическом уровне с современными. В них сохраняется древний аллювий, вплоть до палеогенового. В верхних отрезках долин врез в течение большинства эрозионных циклов значительно ослабевал. Здесь реки обычно не прорезают аккумулятивную толщу мощностью до 100 м, широко развиты пойма и I аккумулятивная терраса, мощности подруслового аллювия велики (рис. 2).

Мелкоблоковая тектоника, обусловливающая активизацию эрозионной деятельности в относительно воздымающихся блоках, ослабление в стабильных, усиление аккумуляции в относительно опускающихся, вносит свои коррективы в последовательность распределения разновозрастных осадков снизу вверх по долинам и существенно осложняет их строение.

Ниже рассмотрим, как распределяются осадки позднего плейстоцена на различных геоморфологических уровнях современных долин.

В первой половине микулинского межледниковья на Приполярном Урале закончилось формирование аккумулятивной гетерогенной толщи, заполнившей древние долины и образовавшей обширные пологоволнистые выровненные поверхности на низких водоразделах. Активизация тектонических процессов и, как следствие, интенсивная эрозионная деятельность в послемикулинское время сформировали современный рельеф. Оледенения позднего плейстоцена наложили отпечаток на строение рельефа региона и еще больше осложнили и без того сложные пространственные соотношения позднеплейстоценовых рыхлых отложений между собой, с более древними осадками и с коренным субстратом.

Многие притоки р. Кожим, главной водной артерии региона, расположены в непосредственной близости от центров оледенений. Верхние их отрезки имеют троговые долины, заполненные моренами и флювиогляциальными отложениями двух позднеплейстоценовых оледенений. По положению разновозрастных конечноморенных гряд можно предположить, что горно-долинные ледники ханмейской ($Q^2_{III}$) эпохи выдвигались вниз по долинам на десятки километров, а ледники более молодой полярноуральской ($Q^4_{III}$) эпохи – не далее 10 км от ледниковых центров. В бортах средней части долины р. Кожим ханмейские ледниковые отложения перекрывают перигляциальный аллювий II надпойменной террасы или замещаются им. Холмисто-грядовый рельеф конечных морен полярноуральского оледенения практически не затронут постседиментационной денудацией и образует своеобразный ландшафт в верхних отрезках долин. Конечноморенные валы расположены как поперек основных долин, так и в их бортах. Они образованы ледниками, опускавшимися по крутопадающим притокам. Морены представлены плохо сортированным валунно-галечным материалом с серосизым суглинистым заполнителем. Иногда наблюдаются включения мощных линз тонкослоистых ленточных глин и алевритов. С моренами сочленяются водно-ледниковые отложения. На верхних отрезках долин они представляют собой плохо окатанные и слабо сортированные галечники. Вниз по долинам окатанность и сортировка их улучшаются, и они постепенно замещаются перигляциальным аллювием I надпойменной террасы.

Голоценовые ледники в основном сосредоточены в пределах каров. Аккумулятивная роль их незначительна.

Пролювиальные отложения представлены осадками ложков и конусов выноса позднеплейстоцен-голоценового возраста. У подножия гор они совместно со склоновыми отложениями образуют пролювиально-делювиальные шлейфы, выдвигающиеся в долины. В разрезах рыхлых отложений прибортовых участков долин довольно часто наблюдается чередование хорошо окатанного аллювиального материала с плохо окатанным и плохо сортированным пролювием. Последний, особенно когда он представлен щебнисто-валунным суглинком, нередко ошибочно принимается за морены.

Аллювиальные отложения позднего плейстоцена участвуют в строении I–III надпойменных террас. Детальное изучение большого количества искусственных и естественных обнажений позволило расчленить аллювиальные отложения позднего плейстоцена на отдельные горизонты. Каждый из них соответствует определенному этапу тектоно-

климатического развития территории. III терраса сформировалась в позднемикулинское время, характеризовавшееся повсеместным врезанием речных долин (до 100 м по отношению к поверхности средне-верхнеплейстоценовой аккумуляции). III терраса наиболее хорошо выражена в среднем течении рек региона. Высота ее колеблется от 15 до 30 м. Аллювий представлен сероцветным валунно-галечным материалом мощностью 3–4 м, залегающим на коренном цоколе. В ряде случаев русло позднемикулинской реки было смещено относительно современного русла, о чем свидетельствует "обратный" порядок в смене фаций: вблизи русла у современной бровки террасы развит преимущественно мелкогалечный материал береговых отмелей и поймы, а в сторону закраинной части террасы он сменяется галечно-валунным материалом стрежневой фации. В районах развития карстующихся пород цоколь террасы осложнен карстовыми полостями, заполненными отложениями позднемикулинской эпохи (если они формировались одновременно с террасой) или более древними осадками. В последнем случае происходило срезание верхних частей древних воронок позднемикулинским врезом и совмещение по вертикали выполняющих их древних осадков с осадками III террасы. Например, аллювий III террасы в нижнем течении р. Балбанью в пределах развития карста или при совмещении с тальвегами древних ложков залегает на чуждом ему красноцветном пролювии неогена (рис. 3).

В относительно опускающихся блоках позднемикулинский врез не достигал коренных пород, аллювий III террасы вложен в средне-позднечетвертичную аккумулятивную толщу, которая и является ее цоколем. Аллювий террасы сформирован в основном за счет перемыва материала предыдущей эпохи аккумуляции (III терраса р. Косью в пределах Индысейской депрессии).

В депрессиях с позднемикулинским врезом связан очередной внутриседиментационный перерыв в аккумулятивной толще.

Спорово-пыльцевые спектры аллювия III террасы лесные. Преобладает пыльца темнохвойных пород (ели и сибирского кедра), составляющая в сумме 23–34%, много пыльцы древовидной березы (26–32%), сосны (21–29%). Такой состав спектров свидетельствует о распространении темнохвойных и березовых лесов, что характерно для условий теплого межледниковья.

Формирование II террасы совпадает по времени с ханмейским оледенением. Активизация эрозионной деятельности привела к формированию эрозионно-аккумулятивной террасы в среднем течении рек. Высота ее 10–15 м. Аллювий нормальной мощности залегает здесь на коренном цоколе (см. рис. 3). Он обычно представлен двумя горизонтами косослоистых галечно-валунных отложений, разделенных горизонтальнослоистыми песчано-алевритовыми отложениями общей мощностью 6–7 м.

Характерной особенностью аллювия II террасы являются нарушения его текстуры криогенными процессами, приведшими к образованию псевдоморфоз по грунтово-ледяным жилам, псевдоскладчатости и т.п. Клинья псевдоморфоз подразделяются на две генерации: 1) псевдоморфозы I генерации, формировавшиеся по ледяным жилам сингенетичных полигонально-жильных льдов ханмейской ледниковой эпохи, образовались внутри толщи аллювия, заполнены алевритами и песками с четко выраженными следами затекания; 2) псевдоморфозы II генерации более мощные, нижний их уровень соответствует нижнему уровню жил I генерации, заполнены покровными бурыми суглинками полярноуральской ледниковой эпохи, обломочный материал которых ориентирован вертикально по длинной оси, что также характерно для криогенных процессов. Интенсивные криотурбации по периферии псевдоморфоз II генерации и выполнение последних покровными суглинками подтверждают их постседиментационное происхождение. Сингенетичные процессы криолитогенеза отмечаются по всему разрезу аллювия вторых террас бассейна р. Кожим вплоть до приплотиковых горизонтов, что вызвано суровостью климатической обстановки периода осадконакопления. Формирование перигляциального аллювия II террасы связано по времени с ханмейской ледниковой эпохой, а криогенные текстуры в верхних его горизонтах, имеющие постседиментационное происхождение, обусловлены криолитогенезом более позднего полярноуральского

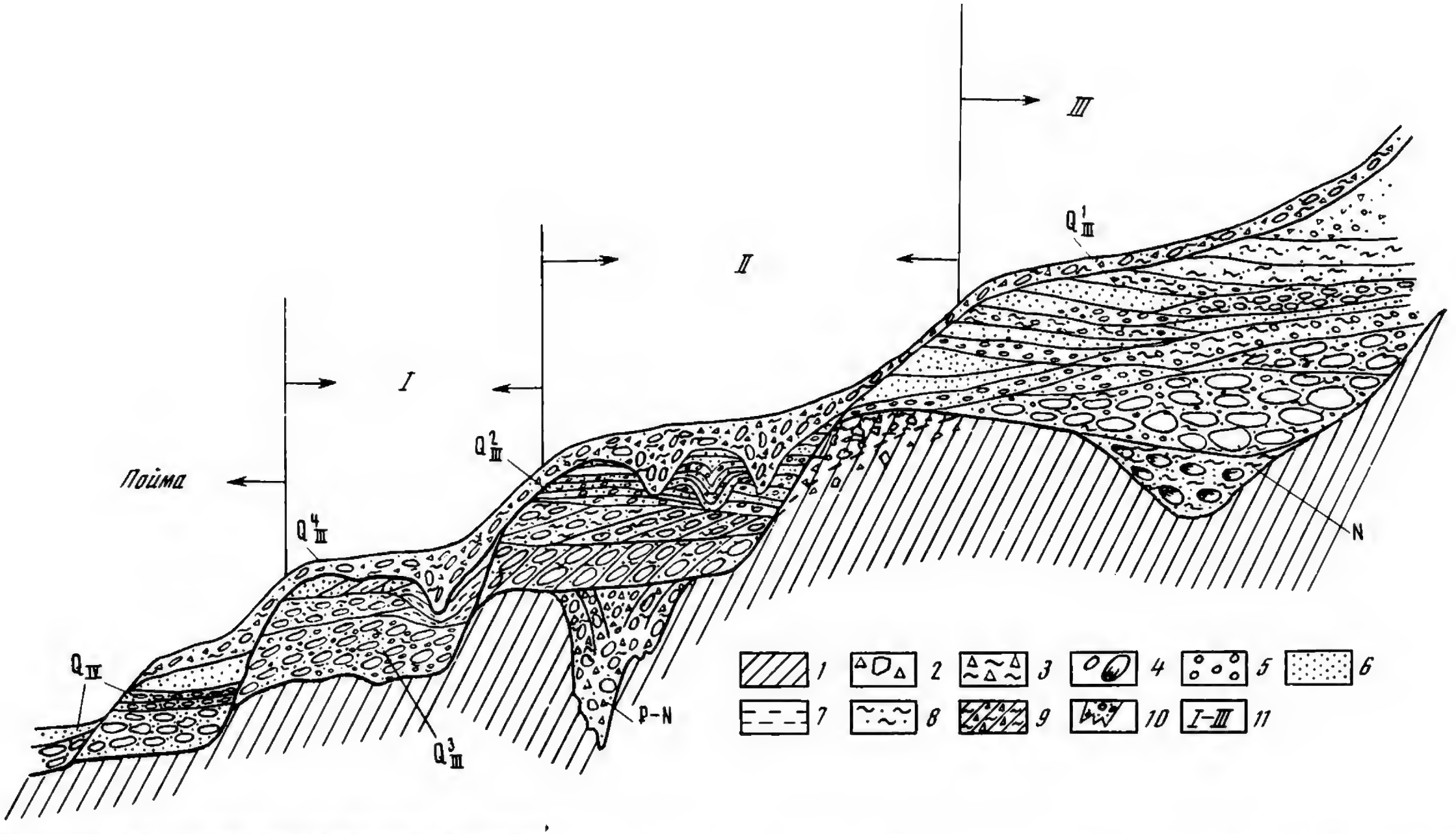



**Рис. 3.** Строение аллювия позднеплейстоценовых террас

*1* – коренные породы; *2* – щебень, глыбы; *3* – склоновые отложения; *4* – валуны; *5* – галька; *6* – песок; *7* – алевриты, илы; *8* – глины, суглинки; *9* – кора выветривания; *10* – карстовые и эрозионно-карстовые формы; *11* – номера террас

оледенения (рис. 4). О перигляциальном характере аллювия II террасы свидетельствуют также некоторые особенности его вещественного состава: высокие содержания неустойчивых к процессам химического выветривания минералов, сравнительно небольшое количество слабодезинтегрированных обломков пород, что свидетельствует о преобладании процессов физического выветривания, вызванных похолоданием.

На чрезвычайно холодные условия в период формирования аллювия II террасы указывают также спорово-пыльцевые спектры. В них преобладают споры (38–56%), пыльца древесных пород и кустарников составляет 13–36%, пыльца травянистых – 23–49%. В группе древесных господствует пыльца кустарниковых видов берез (68–88%). Среди травянистых преобладает пыльца полыней (43–50%) и лебедовых (19–40%). В составе спор тундровые виды плаунов, папоротники. Характер спорово-пыльцевых спектров показывает, что формирование аллювия II террасы происходило в условиях распространения ландшафтов тундростепей с участием кустарниковой березки, тундровых видов плаунов и полынно-маревых ассоциаций.

Коренной цоколь ханмейской террасы (так же как и III террасы) местами осложнен карстовыми формами, которые были вскрыты горными выработками. Воронки заполнены разновозрастными отложениями, наиболее древние из которых датируются палеогеном.

Выше по течению, где подрусловые мощности отложений велики, аллювий II террасы залегает на аккумулятивном цоколе. В отличие от аллювия III террасы отложения II террасы сформированы не только за счет материала эпохи аккумуляции, но и за счет ледниковых и водно-ледниковых отложений ханмейского оледенения, которые переполняли и без того перегруженные рыхлым материалом долины. На верхних отрезках долин аллювий II террасы замещается ханмейской мореной и флювиогляциальными отложениями.

I надпойменная терраса развита повсеместно. Высота ее 5–7 м. Аллювий имеет двучленное строение. Он состоит из двух горизонтов галечников. В нижней части каждой пачки они косослоистые и состоят из крупной гальки и валунов. Вверх по разрезу и по простиранию в сторону тылового шва наблюдаются сложные замещения на косо- и горизонтальнослоистые галечники различной крупности, пески, суглинки, алевриты. Разрез каждой пачки галечников обычно венчается песками и алевритами пойменной фации. Для аллювия характерны полимиктовость материала, разнообразие минералов в классах песчано-алевритовой размерности, высокие содержания и хорошая сохранность полевых шпатов, низкие значения коэффициентов устойчивости минералов, что указывает на холодные климатические условия в период формирования верхних горизонтов отложений террасы.

Данные палинологического анализа позволили в основании аллювия I террасы выделить горизонт, соответствующий эпохе молого-шекснинского межледниковья. Спорово-пыльцевые спектры аллювия, залегающего в основании террасы, лесные. В группе древесных в значительном количестве содержится пыльца ели (31–50%), наблюдается пыльца сибирского кедра (22–23%), древовидной березы (14–20%), сосны (8–22%). Пыльца трав представлена разнотравьем и полынями, споры – папоротниками, лесными видами плаунов, сфагновыми и зелеными мхами. В период формирования нижнего горизонта аллювия были распространены еловые леса с сибирским кедром и сосной, что свидетельствует о межледниковых условиях каргинского времени. Синхронная межледниковью трансгрессия привела к кратковременному усилению аккумулирующей деятельности рек. Она выразилась в повышенных мощностях аллювиальных отложений I террасы на нижних отрезках долин, а также в пределах блоков относительных опусканий.

В верхних галечниках этой же террасы обнаружены "холодные" спорово-пыльцевые спектры, в составе которых хотя и преобладает пыльца древесных пород, но большая часть ее представлена кустарниковой березкой (55–58%), пыльца древовидной березы составляет 17–20%, сосны – 5–18%.

Спектры указывают на распространение березовой лесотундры с участием кустар-

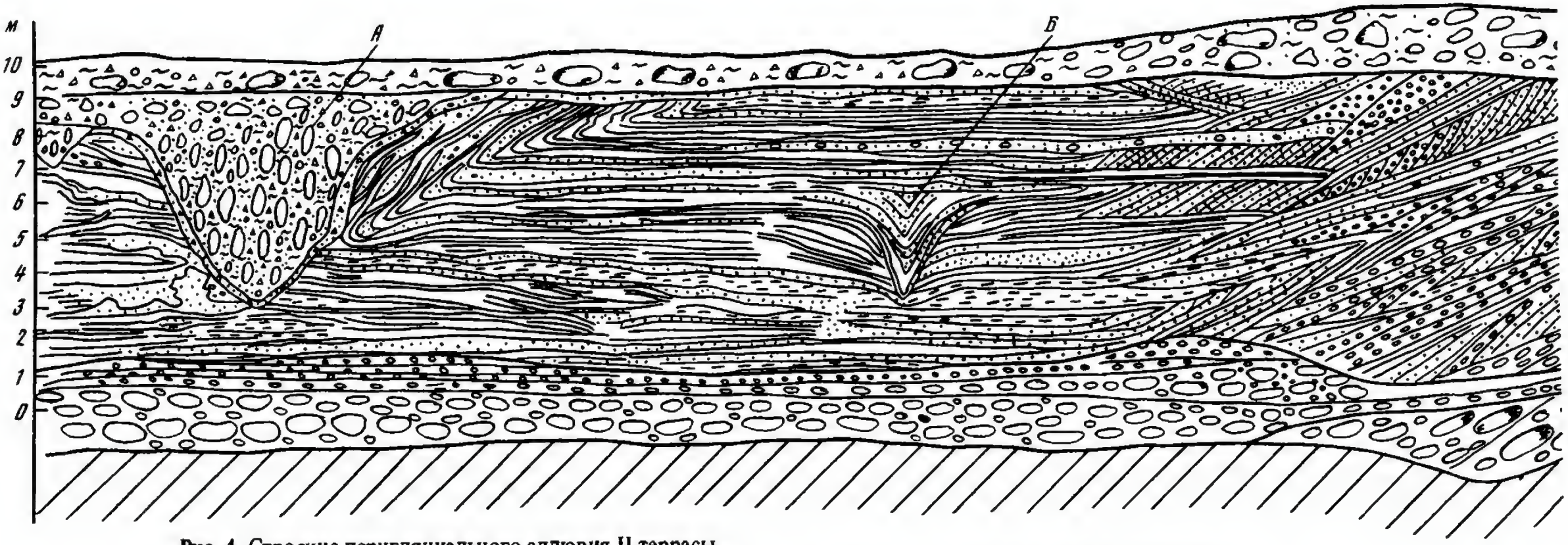



**Рис. 4.** Строение перигляциального аллювия II террасы
*А* – псевдоморфозы по ледяным жилам I генерации; *Б* – псевдоморфозы по ледяным жилам II генерации
Условные обозначения см. на рис. 3

никовой березки. На смену межледниковым условиям, в которых формировались нижние галечники, пришли ледниковые. Верхние галечники отлагались уже во время развития полярноуральского оледенения. Подтверждением тому являются нарушения верхних галечников и перекрывающих их песчано-алевритовых осадков криогенными формами одной генерации. На верхних отрезках долин аллювий замещается по простиранию флювиогляциальными отложениями и моренами полярноуральского оледенения.

Так же как и более высокие террасы, I терраса имеет неодинаковое строение на разных отрезках долин. В низовьях, а также в блоках относительных опусканий наблюдается некоторое увеличение мощности нижнего (молого-шекснинского) горизонта галечников. За счет этого увеличена мощность аллювия I террасы. Голоценовый врез обычно не прорезает рыхлую толщу до коренных пород, и, хотя молого-шекснинские галечники, как правило, залегают непосредственно на коренных породах, цоколь нигде не выведен на дневную поверхность. В среднем течении и в блоках умеренных воздыманий I терраса имеет коренной цоколь и близкую к нормальной мощность аллювия. Иногда здесь наблюдается вложение аллювия I террасы в аллювий II и даже III террасы. При этом уступ последних не выработан, площадки террас пространственно сближены и выглядят как единый геоморфологический уровень. Лишь протяженные искусственные обнажения позволили выделить различные по возрасту верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения. Формирование аллювия I террасы происходило за счет разрушения коренных пород, а местами за счет перемыва более древних, вплоть до палеогеновых осадков. В этом случае в сероцветном аллювии в больших количествах присутствует выветрелая галька, а в отдельных случаях даже линзы выветрелых, обохренных глинисто-песчаных отложений. Выше по течению аллювий I террасы вложен или наложен на толщу средне-верхнеплейстоценовой аккумуляции, отложения которой являются цоколем террасы. Как уже отмечалось, на этих участках долин большую роль в строении террасы играют морены и флювиогляциальные отложения полярноуральского оледенения.

Многократные перестройки речной сети, связанные со сменой различных по продолжительности тектоно-климатических циклов, которые приводили к чередованию этапов аккумуляции и врезания, сделали возможными "неожиданные" совпадения различных по возрасту и генезису геоморфологических уровней, чему способствовало также широкое развитие карстовых форм, выполненных древними осадками. Наиболее ярко все это отразилось на строении аллювия позднеплейстоценовых террас, который в плане или в разрезе оказывается совмещен с "чуждыми" для данных террас отложениями. Иногда наблюдается и совмещение различных горизонтов аллювия позднеплейстоценовых террас.

Чаще всего подобные совмещения разновозрастных уровней происходят в определенной структурно-геоморфологической обстановке, а именно на участках перехода из одной структурно-геоморфологической зоны в другую, а также при переходе от одного тектонического блока к другому, где возникают своеобразные "ножницы" долинных комплексов разновозрастных генераций. Эти участки выявляются при палеогеографических реконструкциях.

Возможность более сложного строения позднеплейстоценовых террас в генетическом и возрастном отношении по сравнению с морфологическим необходимо учитывать при составлении геоморфологических карт, карт четвертичных отложений, а также при поисках экзогенных полезных ископаемых, так как на участках совмещения разновозрастных врезов обычно наблюдается увеличение концентрации полезных минералов.

## ЛИТЕРАТУРА

*Варсанофьева В.А.* Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края // Учен. зап. каф. геологии Москов. пед. ин-та. 1939. Вып. 1. С. 45–115.

*Миняйло Л.А.* Этапы развития речных долин и россыпей восточного склона Севера Урала и Зауралья // Тр. IX Геол. конф. Коми АССР. 1982. Вып. 2. С. 153–157.

*Ог З.* Геология. Л.: Объединенное н.-т. изд-во НКТП СССР. 1935. 575 с.

*Риндзюнская Н.М., Ревердатто М.В., Иванов Н.М.* и др. Особенности осадконакопления четвертичных отложений Приполярного Урала // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1987. № 56. С. 111–118.

*Рыжов Б.В.* Строение и условия образования россыпей Северо-Сосьвинской области // Сов. геология. 1972. № 5. С. 94–103.

## ABSTRACT

Detailed stratigraphic subdivision of Upper Pleistocene sediments in the Polar Urals region has allowed to recongize specific sedimentary features and complex structure of recent valleys. Particular structural-geomorphological environments provide the conditions resulting in heterochronous incisions observed at a single geomorphological level as well as in joint spacious deposition of sediments of several erosional accumulative cycles.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 581.7 (925.13)

С.В. ГУБИН, Г.Г. КАРТАШОВА

# КАРБОНАТНЫЕ ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ЯКУТИИ

Поверхность обширных равнин Северо-Востока Азии и Аляски сложена толщей пылеватых отложений позднеплейстоценового возраста. Эти отложения с массивными жилами полигональных сингенетических льдов образуют платообразные и всхолмленные возвышенности ("едомы").

В настоящее время существует несколько гипотез происхождения этих толщ. Наиболее широко распространены аллювиальная или озерно-аллювиальная (Попов, 1953; Шер и др., 1979) и субаэральная (Томирдиаро, 1980) гипотезы. Всеми исследователями отмечается исключительная монотонность механического состава слагающих эту формацию пород, представленных преимущественно пылеватым материалом, и полное отсутствие в отложениях гравия и щебня. В минералогическом составе преобладают плагиоклазы и кварц. Содержание карбонатов, как правило, колеблется в пределах 0,56–1,95% $CaCO_3$.

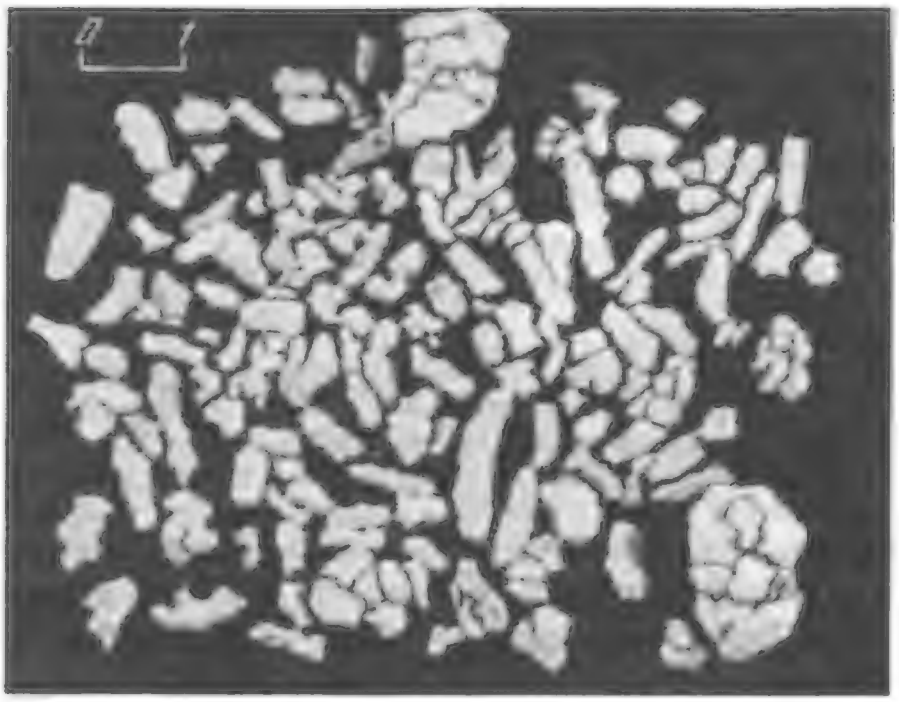
Послеледниковое потепление в районах распространения едомных отложений вызвало широкое развитие термокарстовых процессов, приведших к формированию аласного и озерного типов ландшафтов и сокращению площадей, занятых едомой. В ряде мест она сохранилась лишь отдельными фрагментами в виде холмов и останцовых возвышенностей. На поверхностях едом формируются зональные тундровые или мерзлотно-таежные почвы с маломощными профилями и торфянистыми или грубогумусными верхними горизонтами. На аласах и в озерных котловинах развиты мощные торфяники или торфянисто-глеевые почвы в случае недавнего сброса термокарстовых озер.

В 1979 г. при проведении почвенно-мерзлотных работ в среднем течении р. Большая Чукочья на Колымской низменности был обследован уникальный природный объект, не имеющий пока аналогов по всей рассматриваемой зоне. На правом берегу ручья Хайлначи, правого притока реки, в 25 км от его впадения, с поверхности холма, сложенного материалом едомного комплекса, залегает слой 0,4 м карбонатных новообразований. У чукчей этот холм имеет культовое значение и носит название Белая гора[1].

Новообразования представляют собой плотные, состоящие из карбонатов журавчики, по форме напоминающие корешки кустарничковых растений и мочковатые корни осочки. Преобладающие размеры новообразований – 5–7 мм в длину и 3–4 мм в поперечнике. Единично встречаются отдельности, достигающие 15–20 мм в длину и до 10 мм в поперечнике (рисунок).

Белая гора представляет собой участок едомы, тянущейся холмистой возвышенностью вдоль ручья Хайлначи. Ее ширина в этом месте не превышает 1,5 км. С запада к Белой горе непосредственно примыкает обширная озерно-аллювиальная равнина с протекающей по ней р. Олёр, с востока она подмывается ручьем. Над уровнем воды в ручье холм возвышается на 25–27 м. На юг и север он спускается относительно пологим склоном к небольшим седловинам. По высоте Белая гора не отличается от холмистых участков едомы, расположенных поблизости.

[1] В начале 60-х годов это место впервые посетил геолог Л.Л. Берман. В последние годы Белая гора несколько раз посещалась сотрудниками Института почвоведения и фотосинтеза АН СССР и Тихоокеанского института географии ДВО АН СССР.



Карбонатные новообразования

Вершину холма занимает ровная площадка до 80 м в поперечнике, разбитая на крупные, до 15 м, полигоны. Поверхность их сложена карбонатными новообразованиями. Центральные части полигонов лишены растительности. В межполигональных трещинах селятся дриада, единичные экземпляры карликовой березы, осочки и злаков. На отдельных полигонах сохранились фрагменты валиков, состоящие также из карбонатных новообразований. Ни на одной из расположенных вблизи вершин холмов, ни в отложениях ручья, ни на прилегающих участках озерно-термокарстовой заболоченной равнины подобные карбонатные новообразования не были обнаружены.

В шурфе, заложенном в центре одного из полигонов, вскрыто строение верхней 60-сантиметровой толщи этого холма.

На поверхности находится 2-сантиметровый слой почти полностью освобожденных от карбонатной пыли и мелкозема слабовыветрелых карбонатных журавчиков желтого цвета.

2–10 см. Слой желтовато-серого цвета, состоящий из мелких журавчиков (до 5 мм) и серой пылеватой массы карбонатов, образовавшейся при разрушении новообразований. Слой имеет уплотненное сложение, но при слабом надавливании распадается на составляющие компоненты.

10–20 см. Серовато-бурая уплотненная масса, состоящая из хорошо сохранившихся журавчиков сравнительно крупных размеров (около 7 мм), пылевато-карбонатного и торфянистого материала, мелких бурых корней. Поверхность новообразований имеет буроватую окраску.

20–42 см. Буроватая масса, в подавляющем объеме состоящая из крупных (около 10 мм) журавчиков без признаков выветривания, пылеватого карбонатного материала бурой окраски за счет обильных примесей торфянистой пыли и небольшого количества серого пылеватого материала. Единично встречаются мелкие, сильноминерализованные корешки.

42–45 см. Среднеразложившийся темно-коричневый торф, лишенный минеральных примесей (карбонатов, алевритов). Под бинокуляром можно различить отдельные полуразложившиеся листья осочки, обугленные веточки. В торфе встречаются вертикально ориентированные карбонатные журавчики длиной 10–15 мм и в поперечнике до 3 мм. Обращает на себя внимание относительно четко выдержанное расстояние между находящимися in situ новообразованиями карбонатов – один на 5–7 сантиметров прослоя. Отмечены "столбики", состоящие из 2–4 "члеников" размером от 3 до 7мм. Некоторые имеют тончайшие боковые отростки, повторяющие форму корешков.

45–60 см. Серый пылеватый материал, лишенный карбонатных новообразований. Вскипает от 5%-ной HCl. Мерзлота с глубины 47 см.

В небольшом обнажении в нижней части холма вскрыты мощные жилы сингенетических льдов.

Проведенный рентгенофазовый анализ материала журавчиков указывает, что они полностью состоят из кальцита.

В шлифах из различных по размеру новообразований, выполненных из поперечных

срезов, иногда прослеживается очень тонкий полый внутренний канал. Вокруг него концентрическими слоями отлагается микрокристаллический кальцит. Встречаются новообразования, у которых граница между слоями оттенена легкой бурой окраской. В продольных срезах материал отдельных слоев образует натечную, почковидную форму скоплений карбонатов. Какие-либо другие минеральные включения в массе новообразований отсутствуют. Изредка в центральном канале или материале можно встретить мельчайшие частички бурого органического вещества.

В шлифах, изготовленных из материала средней части толщи, включающего в себя как новообразования, так и пылеватую массу, также отмечается абсолютное преобладание карбонатного материала. Наряду с ним присутствуют мелкие частички полуминерализованных органических остатков. Другие минералы пылеватой фракции, в основном полевые шпаты и кварц, составляют менее 5–10% объема.

Размеры, формы образований, строение их внутренних частей, положение в торфянистом материале указывают на то, что они формировались по ходам корневых систем кустарничков и осочки.

Незначительное количество минеральных примесей во вмещающей массе, почти полное отсутствие их в материале новообразований, а также обильное присутствие здесь мельчайших частичек торфа позволяют предположить, что формирование карбонатных новообразований шло в толще торфяника.

Дифференциация материала по размерности и степени выветрелости в 40-сантиметровом слое новообразований происходит в результате выветривания, в основном физического, и перераспределения пылеватых фракций в толще этих отложений. В то же время нахождение их на водоразделе, обдуваемом со всех сторон ветром, способствует активному выносу пылеватого материала за пределы вершины холма. Этим объясняется практическое отсутствие пыли и мелкозернистого материала на поверхности и относительное увеличение содержания более крупных форм новообразований со следами выветривания.

С глубиной сохранность их возрастает, резко увеличивается содержание довольно хрупких форм, повторяющих строение тонких мочковидных корневых систем. Возрастание содержания карбонатной пыли в значительной степени объясняется вмыванием ее из лежащего выше слоя, в меньшей степени она является продуктом разрушения новообразований на месте.

Проведенное Л.Д. Сулержицким радиоуглеродное датирование торфа из разреза (глубина 42–45 см) дало возраст 9190±40 лет (ГИН-4058). Таким образом, время начала формирования торфяника соответствует выделяемому для этого региона Т.Н. Каплиной и А.В. Ложкиным (1982) бореальному периоду (9500–8000 л.н.). Это пик голоценового оптимума, в котором, как предполагается, температура превышала современную на 8–9°С (Ложкин и др., 1975). В зоне современных арктических и типичных тундр спорово-пыльцевые спектры из отложений бореального периода (голоценового оптимума) характеризуются доминированием пыльцы деревьев и кустарников, особенно ольховника, образующего голоценовый "пик" (Каплина, Ложкин, 1982). По их данным, в это время высокоствольная береза и крупный ольховник продвигались к северу до арктического побережья и островов.

Палинологический анализ 3-сантиметрового горизонта торфа с глубины 42–45 см (таблица) фиксирует доминирование пыльцы древесно-кустарниковой группы (66,5%), но представлена она практически только пыльцой кустарников, ее единственный доминант не ольховник, а береза кустарниковая, идущая значительно дальше на север, чем ольховник. Последний выполняет роль субдоминанта. Пыльца трав занимает подчиненное положение; в ней нет ярко выраженного доминирующего семейства, а чаще других (до 10%) отмечаются злаки и гвоздичные. В незначительном количестве, в пределах первых процентов, присутствует пыльца кипрейных, синюховых, маревых, сложноцветных, в том числе полыни, и вересковых. Спор почти нет – обнаружено зерно сфагнового мха и папоротникообразные, в сумме составляющие 3,5%.

Практическое отсутствие пыльцы древесных пород, особенно хвойных, и относитель-

но небольшое участие пыльцы ольховника не позволяют отнести климатические условия времени формирования торфяника (во всяком случае, его исследуемой части) к "пику" голоценового оптимума. Приведенный спектр скорее можно характеризовать как спектр относительно прохладного отрезка.

Палинологическому исследованию были подвергнуты также карбонатные новообразования и вмещающий горизонт, представленный пылеватой карбонатно-торфянистой массой. Образцы на спорово-пыльцевой анализ были отобраны с глубины 20–40 см.

Доминантная группа спектра из карбонатных новообразований представлена пыльцой трав (41%), основу которых составляют злаки (13%) и неопределенное разнотравье (17%). Представители других, довольно разнообразных семейств – маревых, сложноцветных, гвоздичных, розоцветных, лютиковых, бобовых, вересковых, а также полыни – встречаются в количестве 1–3% или в виде единичных находок. Группа древесно-кустарниковой пыльцы занимает подчиненное положение (30%) и также бедна флористически, как и аналогичная группа из вышерассмотренного спектра. Пыльца резко доминирующих кустарников относится всего лишь к трем формам: кустарниковая береза и ольховник (по 12%) и ива (4%). Пыльца деревьев представлена лишь редкими зернами березы древовидной (2%). Спор мало; их доминант – споры зеленых мхов (12%), в небольшом количестве или единично найдены споры сфагнового мха, плауна и плаунка сибирского. Много зерен неопределенной систематической принадлежности, что объясняется плохой сохранностью пыльцевых зерен.

Спорово-пыльцевой спектр из вмещающего горизонта, характеризующий те же глубины, аналогичен спектру из карбонатных новообразований и по количественным, и по качественным критериям (см. таблицу). В нем лишь несколько возрастает процентное содержание пыльцы древесно-кустарниковой группы (43%) за счет незначительного увеличения пыльцы ольховника и березы кустарниковой. Отмечено зерно сосны (стланика?). Группа трав и кустарничков практически тождественна и количественно (также 41%), и по видовому составу группе трав спектра из карбонатных новообразований: она отличается лишь небольшими изменениями процентных соотношений своих компонентов, но при этом сохраняется их прежнее соподчинение: доминируют злаки, много неопределенного разнотравья, представители остальных семейств присутствуют в виде незначительной примеси или единично. Найдено зерно синюховых, отсутствовавших в первом спектре. Аналогична приведенной выше и группа спор.

Почти полная тождественность спектров карбонатных новообразований и вмещающих отложений, несомненно, свидетельствует об их формировании не только растительностью одной и той же зоны, но, более того, однородными локальными ценозами, существование которых требовало и однородных (очень близких) локальных физико-географических условий (микроклимата, характера увлажнения, материнских пород, положения в рельефе и т.д.). Поэтому вероятнее предположить, что спектры сформированы в результате жизнедеятельности одного и того же растительного сообщества. Тогда вполне обосновано допущение, что формирование и новообразований, и вмещающей толщи шло одновременно, в период существования этого ископаемого растительного сообщества.

Сравнение исследуемых спектров с современными тундровыми спектрами близко расположенных территорий (дельта р. Колымы) позволяет реконструировать характер этого сообщества. Так, для современных спектров, как правило, характерно большое участие пыльцы древесно-кустарниковой группы (50–60%) и постоянное присутствие пыльцы кедрового стланика. Несколько иного характера и пыльца трав, где резко доминирует пыльца вересковых. Видимо, во время образования исследуемых спектров (и, естественно, отложений) существовала, как и теперь, тундровая растительность, но несколько более криофильного облика – кустарники, в основном березы, занимали меньше площади, а кедровый стланик, и сейчас играющий очень незначительную роль во флоре региона, отступал в более южные районы. Тем не менее это растительность не перигляциального, а межледникового характера. Присутствие пыльцы гвоздичных, маревых и спор плаунка сибирского позволяет предположить, что элементами локаль-

**Палинологические данные по трем разновидностям осадков*, %**

| Показатель | Карбонатные новообразования | Вмещающий материал | Торф |
|---|---|---|---|
| Содержание пыльцы деревьев и кустарников | 30 | 43 | 66,5 |
| Содержание пыльцы трав и кустарничков | 41 | 41 | 30 |
| Содержание спор | 15 | 11 | 3,5 |
| *Пыльца деревьев и кустарников* | | | |
| Pinus | – | + | – |
| Betula древовидная | 2 | 5 | 3 |
| B. кустарниковая | 12 | 16 | 45 |
| Alnaster | 12 | 19 | 17 |
| Salix | 4 | 2,5 | 1 |
| *Пыльца трав и кустарничков* | | | |
| Gramineae | 13 | 14,5 | 10 |
| Caryophyllaceae | 2 | 2,5 | 10 |
| Chenopodiaceae | 1 | 1,5 | 1 |
| Ranunculaceae | + | – | – |
| Rosaceae | 1 | + | – |
| Leguminosae | + | + | 2 |
| Ericales | + | 3 | 1 |
| Polemoniaceae | – | + | 4 |
| Onagraceae | – | – | 1 |
| Artemisia | 4 | 3 | 2,5 |
| Compositae | + | 1,5 | 2 |
| Разнотравье неопр. | 17 | 12 | 5 |
| *Споры* | | | |
| Bryales | 12 | 6,5 | – |
| Sphagnum | 2 | 3 | 1 |
| Selaginella sibirica | + | + | – |
| Licopodium alpinum | + | + | – |
| *Неопределенные формы* | 13 | 5 | – |

*Знак "минус" означает отсутствие, "плюс" – единичные зерна.

ных условий были, вероятно, несколько повышенное засоление и относительная сухость (склоны).

Как уже отмечалось, накопление слоя торфа происходило в эпоху относительного похолодания бореального периода, возможно соответствовавшего похолоданию ленгхольца, выделенному Н.А. Хотинским (1985). Видимо, и образование верхнего горизонта, включающего карбонатные новообразования, также надо датировать этим временем, так как наряду с общей близостью всех трех исследованных спорово-пыльцевых спектров в спектрах верхнего горизонта заметно уменьшение роли пыльцы кустарников, связанное, видимо, с продолжением этапа относительного похолодания.

Таким образом, данные палинологического анализа дают основание предполагать, что накопление торфа и карбонатно-торфянистой толщи с карбонатными включениями шло в течение единой эпохи – похолодания в начале бореального периода, а формирование карбонатных новообразований и вмещающей толщи происходило одновременно.

Факт формирования карбонатных новообразований в подобных условиях является уникальным явлением. Достаточно сказать, что из условий (климатических, почвенно-гидрогеологических, геоморфологических, геоботанических и т.д.), необходимых для

формирования континентальных конкреций (Македонов, 1966) в обстановке, существовавшей в этот период, могла реализоваться лишь небольшая часть, да и то в весьма специфических формах.

Ход формирования журавчиков в торфянике, по нашему мнению, можно представить следующим образом. Периодически на мерзлую поверхность формирующегося торфяника поступали в небольшом количестве воды, насыщенные кальцием и гидрокарбонатом. Присутствие последнего в достаточных количествах было даже необязательным, так как разлагающаяся масса торфа продуцирует в раствор $CO_2$. Эти воды по корневым ходам проникали в глубь толщи, где и происходило выпадение кальцита. Невысокое содержание карбонатов в подстилающем торф минеральном горизонте ($CaCO_3$ – 2,5%), практическое отсутствие этих солей в нижней части слоя торфа, за исключением отдельных вертикально расположенных журавчиков, часто не достигающих нижней границы этого слоя, исключает транспортировку солей с надмерзлотными водами. Вряд ли имела место и боковая подпитка, так как в этом случае можно было бы ожидать большое разнообразие морфологических форм выделения кальцита и формирование полностью окарбоначенных корковых горизонтов.

Для решения вопроса происхождения рассматриваемой толщи карбонатов важно выяснить источник вод с высокой степенью насыщенности $Ca^{2+}$ и, возможно, $HCO_3^-$, а также уточнить место формирования торфяника.

Следует обратить внимание, что толщи плейстоценовых отложений небогаты карбонатами. Химическое исследование материала ряда плейстоценовых разрезов на Колымской низменности показало, что содержание $CaCO_3$ в их материале колеблется от 0,56 до 1,95%, а чаще не превышает 0,80%. Таким образом, карбонаты едомных отложений вряд ли могли стать источником для формирования рассматриваемых новообразований.

Как возможные источники кальция следует упомянуть продукты выветривания кальцийсодержащих полевых шпатов – плагиоклазов, которые составляют основную массу минералов едомной свиты, а также биогенный кальций, содержание которого в ландшафтах тундростепей позднего плейстоцена должно было быть повышенным. Однако все эти источники не обеспечивали необходимого для образования карбонатов насыщения поверхностных вод катионами, на что указывают разрезы аласных отложений, в которых также присутствует торф и в которые эти воды попадали в избытке. Состояние, близкое к насыщению, могло возникнуть лишь в бессточном неглубоком водоеме, где происходило бы накопление, выпаривание или вымораживание собранных поверхностных вод.

Другим источником вод гидрокарбонатно-кальциевого состава могут быть глубинные воды. По данным геофизических исследований, долина р. Большой Чукочьей заложена по линии глубинного разлома, поэтому здесь не исключена возможность их разгрузки. По устному сообщению Л.Л. Бермана, в низовьях р. Коньковой – правом нижнем притоке Большой Чукочьей, в береговых обнажениях, сложенных мерзлыми едомными толщами, наблюдались выходы теплых грунтовых вод с температурой +18 – +20°С. Температура толщи мерзлых пород в этом районе составляет от –10 до –12°С. Дебит источников был незначительным. В ходе проведенных в 1979–1984 гг. маршрутных исследований в нижнем течении р. Большой Чукочьей подобных выходов вод нами обнаружено не было. Не исключено, что они локальны и имеют временной характер. Вскрытые термокарстом или речной эрозией выходы этих вод при небольшом дебите могут быть вновь замурованы мерзлотой. Таким образом, на рассматриваемой территории влияние глубинных вод может быть гипотетически допущено для объяснения формирования небольших озер с повышенной минерализацией вод, а также как прямой источник гидрокарбонатно-кальциевых вод при формировании рассматриваемого вида новообразований.

Важен вопрос о возникновении такой большой толщи карбонатных, хорошо сохранившихся новообразований, которыми являются отложения Белой горы. Если исходить из того, что формирование их шло в массе торфяника, и допустить последующее на-

копление на месте его деградации, то, судя по хорошей обособленности журавчиков, отсутствию их сростков, корок и распределению этих новообразований в слое торфа, необходимо признать, что масса органического материала в 6–8 раз и даже больше превышала массу накопившегося карбонатного материала, т.е. мощность торфяника должна бы быть значительно более 3 м. Как известно, мощные торфяники в зоне тундры, лесотундры формируются в речных долинах, аласных понижениях, озерных котловинах. На их формирование уходят многие тысячелетия, а едомные отложения в подобных ландшафтах значительно трансформируются процессами протайки. Обследование небольших обнажений в верхних частях склонов Белой горы и находящихся поблизости других участков едомы показало, что их материал по морфологическим показателям льдистости очень сходен и вряд ли может быть отнесен к аллювиальным отложениям или таберальным осадкам периода голоцена.

Принимая во внимание резкий переход толщи, состоящей из журавчиков, торфянистой и карбонатной пыли, в слой хорошо сохранившегося торфа, можно предположить, что основная масса новообразований является переотложенным материалом и принесена водой, при этом перенос осуществлялся на очень ограниченное расстояние.

Учитывая нахождение Белой горы на самом краю громадной озерно-аллювиальной равнины, можно предположить, что рассматриваемый участок являлся прибрежной зоной или формирующимся заливчиком развивающегося термокарстового озера. Торфяник, оказавшийся на берегу, разрушался волновыми процессами, новообразования вымывались и в определенных зонах, переотлагаясь, накапливались. Другой, но менее вероятный путь – разрушение торфяника, вымыв и переотложение новообразований постоянными или временными водными потоками. Но ручей или небольшая река, сформировавшие такую толщу отложений, должны были бы до основания разрушить торфяник, из аллювия вынести легкие органические остатки и обогатить его едомным материалом.

Причиной узкой локализации наблюдаемого явления следует считать также расположение Белой горы на самом краю озерно-аллювиальной равнины, рост которой протекает за счет прирезания и переработки новых участков едомы, в том числе и рассматриваемого.

Изложенный материал, по мнению авторов, отражает лишь некоторые возможные пути формирования уникальных карбонатных голоценовых отложений на поверхности едомы на Приморской низменности и проливает дополнительный свет на природные условия и геохимическую обстановку этой территории в голоцене.

## ЛИТЕРАТУРА


*Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–219.

*Ложкин А.В., Прохорова Т.Н., Парий В.П.* Радиоуглеродная датировка и палинологическая характеристика отложений аласного комплекса Колымской низменности // ДАН СССР. 1975. Т. 224, № 6. С. 1395–1398.

*Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах. М.: Наука, 1966. 282 с.

*Попов А.И.* Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. № 2. С. 60–72.

*Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 171 с.

*Хотинский Н.А.* Радиоуглеродная хронология природных и антропогенных рубежей голоцена // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Геохронология четвертичного периода". Таллинн, 1985. С. 9–13.

*Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е.* и др. XIV Тихоокеанский научный конгресс: Путеводитель научной экскурсии по проблеме "Позднекайнозойские отложения Колымской низменности". Тур XI. М.: Наука, 1979. 116 с.


## ABSTRACT


The paper considers structural and qualitative composition of newly-formed surface carbonate deposits occurring in Edomian sequences of the Primoryc lowland in Yakutia. Their dating is presented as well as depositional environments and probable carbonate materials' sources.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.305.1

С.А. НЕСМЕЯНОВ

# ПЕЩЕРНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Пещерные отложения, интересущие карстоведов, спелеологов, археологов и представителей других наук, относятся к субтерральным образованиям, которые изучены гораздо слабее отложений, развитых на земной поверхности[1]. А потому в их классификации много спорного. Традиционно субтерральные отложения объединяются многими исследователями, вслед за Е.В. Шанцером (1966, 1980), в самостоятельный парагенетический ряд, который делится на две парагенетические группы: пещерную (спелеогенную) и отложения источников (фонтальную). Первой группе отвечает генетический тип пещерных отложений, а второй – генетический тип туфов и травертинов. При этом синонимом термина "субтерральный" считается термин "подземноводный", хотя общеизвестно широкое распространение в пещерах осадков, не связанных с водной средой. Их примером являются продукты гравитационного обрушения, которые А.В. Кожевников (1985) именует подземным коллювием.

Очевидны и другие несоответствия, касающиеся пещерных отложений. Так, Е.В. Шанцер (1966, С. 60) отмечал присутствие в пещерных отложениях аналогов почти всех генетических типов элювиального, склонового и водного парагенетических рядов. Тем не менее он считал их фациями единого генетического типа, поскольку все они представляют собой частные стороны единого, по его мнению, процесса карстового осадконакопления[2]. Но данный вывод, очевидно, противоречит общепринятому принципу обособления генетических типов по специфике процесса (фактора) осадконакопления. В соответствии с этим принципом Д.С. Соколов (1962) выделял в пещерных отложениях аналоги элювия (остаточные образования типа терра-росса, доломитовой муки), коллювия (обвальные карстовые брекчии), аллювия (отложения подземных рек и ручьев), отложения пещерных озер, кольматационные отложения (мелкоземистые, похожие на делювий осадки, замытые в карстовые полости дождевыми и снеговыми водами), хемогенные натечные отложения, пещерный и трещинный лед, органогенные образования (костяные брекчии, пещерные фосфориты, гуано и т.п.) и антропогенные отложения. В последнее время А.В. Кожевников (1985) предложил обособлять подземный элювий, подземный коллювий, подземный аллювий и подземный лимний. Кроме того, в работах Г.А. Максимовича (1963, 1969а), З.К. Тинтилозова (1976) и других авторов подчеркивается распространение в пещерах хемогенных, органогенных, антропогенных отложений. Отмечается присутствие и длительно существующих подземных льдов, а стало быть, не исключается и принципиальная возможность образования гляциальных отложений. Не известно в глубоких частях пещер только эоловых отложений, хотя перемещение воздушных масс и перенос ими пыли в принципе возможны и здесь. Занос же ветром материала в привходовые части пещер – явление обычное (Фриденберг, 1970).

Следовательно, среди пещерных отложений присутствуют аналоги всех парагенетических групп и большинства генетических типов отложений, развитых на земной поверхности в континентальных областях. Все это противоречит выделению единого генетического типа пещерных отложений.

---

[1] Отложения, развитые на земной поверхности, обычно делят на субаэральные и субаквальные и противопоставляют субтерральным. Однако такое противопоставление неправомочно, поскольку субтерральные отложения, так же как и развитые на поверхности, формируются либо в водной, либо в воздушной среде и, следовательно, являются субаквальными или субаэральными.

[2] Взгляды Е.В. Шандера нашли отражение и в учебных пособиях (Крашенинников, 1971; Кизевальтер, Рыжова, 1985; и др.)

## ПЕЩЕРНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС В СИСТЕМЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Решить указанное выше противоречие позволяет подход, анализирующий типы осадконакопления, каждому из которых отвечает самостоятельный генетический комплекс, т.е. своеобразный комплекс генетических типов (Несмеянов, 1971, 1977а, 1984). Действительно, пещерное осадконакопление существенно отличается от бассейнового, террасового и покровного, соответствующих трем главным генетическим комплексам континентальных отложений. Полезно напомнить их основные различия, чтобы лучше оттенить своеобразие пещерного генетического комплекса.

В бассейновом генетическом комплексе преобладают озерные и пролювиальные осадки и в меньшем количестве присутствуют аллювиальные, делювиальные и др. Этот комплекс связан с седиментационными впадинами и характеризуется нормальным стратиграфическим взаимоотношением толщ – их последовательным налеганием. Характерны максимальные по сравнению с другими генетическими комплексами мощности толщ и сокращение перерывов и несогласий к центру впадин.

В террасовом генетическом комплексе преобладает аллювий и меньшую роль играют озерные, пролювиальные, ледниковые и другие осадки. Комплекс связан с эрозионным расчленением поднятий и отличается от других генетических комплексов аномальными соотношениями толщ (но не слоев в толщах), которые выполняют эрозионные врезы. Типичны два варианта соотношений. В интенсивно воздымающихся структурах наблюдается формирование ярусного рельефа и разновысотных террас с обратной вертикальной последовательностью толщ, когда древние залегают гипсометрически выше молодых. В структурах, воздымающихся слабо или испытавших неоднократную смену знака вертикальных движений, происходит вложение или горизонтальное прислонение разновозрастных толщ.

Покровному генетическому комплексу отвечает нормальная стратиграфическая последовательность толщ, сформировавшихся на выровненных поверхностях в поднятиях. Эти толщи отличаются минимальными мощностями, завуалированностью перерывов и несогласий и значительной ролью почвенных и эоловых образований наряду с делювиальными и пролювиальными отложениями.

Пещерные отложения, как известно, отличаются не только малыми мощностями, соизмеримыми с мощностями отложений покровного генетического комплекса, но и чрезвычайной сложностью фациальных соотношений. Характеризуя строение пещерных отложений, Е.В. Шанцер (1966, С. 60) упоминал о прихотливом чередовании и взаимном проникновении аналогов разных генетических типов. В настоящее время опубликован ряд полученных при археологических исследованиях детальных материалов разрезов пещерных отложений (Любин, Соловьев, 1971; Любин, Лесковская, 1972; Любин, 1977; Любин и др., 1985; Кударские..., 1980; и др.). Опираясь на эти материалы и личные наблюдения, автор берет на себя смелость отметить три специфические черты пещерных отложений. Во-первых, смена генетических типов осуществляется в них на очень коротких расстояниях, необычных для отложений других генетических комплексов. Часто фациально однородные элементы занимают по вертикали и горизонтали всего первые метры или даже десятки сантиметров. Для расшифровки строения таких толщ, очевидно, необходим микрофациальный анализ, нуждающийся в дальнейшей разработке. Во-вторых, в пещерах широко развиты отложения, не встречающиеся или редкие на земной поверхности. Примером могут служить аллювиально-обвальные отложения, когда в мелкообломочном пещерном аллювии преобладает десквамационный щебень, не окатанный и не участвующий в аллювиальной слоистости. Этот щебень может слагать и самостоятельные слои, которые формировались в результате необычного для земной поверхности длительного и постепенного ("медленного") обрушения обломков с "шелушащихся"сводов. Существуют и другие специфические пещерные отложения, о которых будет сказано ниже. В-третьих, для пещерных отложений характерно неоднократное вложение разновозрастных толщ по эрозионным врезам (Кударские..., 1980).

Соответственно специфика пещерного осадконакопления заключается в малой мощности толщ, близкой к мощности покровных отложений, в характерном для террасового генетического комплекса аномальном соотношении этих толщ, в их необычной для других генетических комплексов фациальной пестроте и, наконец, в присутствии специфических генетических типов и генетических ассоциаций отложений, не встречающихся или крайне редких на земной поверхности. Из сказанного ясно, что пещерные отложения заслуживают обособления в самостоятельный генетический комплекс континентальных отложений.

Следует также обратить внимание еще на одну особенность отложений пещерного генетического комплекса – локальность их распространения. Учитывая именно эту особенность, Е.В. Шанцер (1966, С. 61) высказывал сомнение в целесообразности их обособления как подразделения, вполне равноправного с другими крупными генетическими рядами. Думается, однако, что само по себе выделение такого генетического комплекса вполне правомочно, но при этом система классификации генетических комплексов должна быть усложнена. В ней выделявшимся ранее трем главным или региональным, т.е. имеющим региональное распространение, генетическим комплексам (бассейновому, террасовому и покровному) целесообразно противопоставить локальные генетические комплексы. Набор последних еще не определился. Но, по всей вероятности, к локальным генетическим комплексам, кроме пещерного, могут быть отнесены вулканогенный и гляциальный. Они, так же как и пещерный (за исключением отдельных геологических эпох или некоторых регионов), не получают регионального распространения, соизмеримого с распространением упомянутых выше главных генетических комплексов континентальных отложений, но содержат аналоги многих генетических типов и парагенетических рядов.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В КРУПНЫХ КАРСТОВЫХ СИСТЕМАХ

Наибольшее разнообразие строения отложений пещерного генетического комплекса наблюдается в крупных и сложных карстовых системах. Последние в самой грубой схеме состоят из различного сочетания двух принципиально различных элементов: субвертикальных, т.е. шахт, колодцев, пропастей, и субгоризонтальных (в том числе наклонных), т.е. галерей (коридоров), залов (гротов), навесов и т.п. Стенки пещер чаще всего либо разрушаются, либо покрываются различными натечными образованиями. Днища шахт и колодцев обычно завалены гравитационным материалом или снегом. Основное разнообразие осадков связано, таким образом, с днищами субгоризонтальных элементов карстовых систем. Оно существенно зависит от степени и характера их обводненности, а в преимущественно сухих галереях – от близости к входу. Соответственно в пещерах следует различать внешнюю, привходовую и внутреннюю сухие их части (зоны), а также периодически и постоянно затопленные части. Различия генезиса осадков во внутренней, привходовой и внешней зонах пещер коридорного типа описаны Э.О. Фриденберг (1970). Во внутренней (вне доступа дневного света) части, по ее мнению, преобладают пещерные глины – продукт предельного растворения известняков (они разделены на автохтонные и аллохтонные, включающие также материал, привнесенный в пещеру извне), обломки, образовавшиеся в результате обрушения потолка и стен пещеры, органогенные и хемогенные (сталактиты, сталагмиты, травертины) отложения. В привходовую часть пещер могут проникать со стороны входа аллювиальные, склоновые, эоловые и другие отложения, но важнейшим местным материалом считается десквамационный щебень. В пещерах южного склона западного Кавказа химические анализы не позволили выявить привноса эолового мелкозема, но была обнаружена пыльца, занесенная ветром (Гричук и др., 1970). В наружной зоне пещерные отложения смешиваются со склоновыми и выклиниваются. В привходовые части пещер могут попадать и другие генетические типы осадков, развитых за их пределами. Например, на правобережье р. Нарын в Средней Азии в гроте

Ташкумыр известен слой пойменного песка, отложенного р. Карасу-западная, притоком р. Нарын (Несмеянов, Ранов, 1975).

В приустьевых частях пещер и навесов, расположенных у основания обрывов, часто встречаются мощные осыпные щебнистые и щебнисто-глыбовые отложения. Их материал, осыпаясь по крутому склону или ступенчатому обрыву, образует у входа в пещеру навес-конус, в котором слои наклонены от вершины к периферии. Соответственно снаружи они наклонены в сторону привходовой площадки, а с другой стороны – внутрь пещеры. Э.О. Фриденберг (1970) полагает, что осыпные отложения могут попасть в пещеру только при обратном уклоне днища привходовой части. Но подобный уклон может быть вторичным, образованным самим осыпным конусом при достаточно высокой скорости формирования осыпи. Именно такая ситуация с наклоном внутрь пещер культуросодержащих осыпных гравитационных отложений известна на среднеазиатских мустьерской стоянке Обирахмат и мезолитической и неолитической стоянке Ак-Таньга (Ранов, Несмеянов, 1973).

Широко развитые на земной поверхности делювиальные и делювиально-эоловые субаэральные суглинки, в том числе и культуросодержащие, чрезвычайно редки в пещерах, особенно на некотором удалении от входа.

Поскольку активные водотоки встречаются в любой части крупных пещерных систем, за исключением постоянно обводненной части, в их внутренней зоне повсеместно может присутствовать и подземный аллювий. Аллювиальный материал в пещерах может быть как местным, образовавшимся за счет эрозии днища и стен или за счет окатывания гравитационного материала, осыпающегося со стен и свода пещеры, так и инородным, привнесенным в пещеру водными потоками, поступающими с земной поверхности. Активное образование пещерного аллювия возможно в высокодебитных подземных водопадах и "котлах кипения". В зависимости от мощности и скорости водотока меняются гранулометрический состав и характер слоистости подземного аллювия. В нем известны как валунные, так и песчано-глинистые осадки. Здесь встречаются микроаналоги свойственных горному аллювию (Чистяков, 1978) русловых и пойменных фаций, фаций подпруживания перед порогами в русле или перед обвальными массами, природных экранов при крутом повороте или резком расширении русла и т.п. Пещерный аллювий нередко переполнен неокатанным и неотсортированным гравитационным материалом. Часто возникает даже необходимость выделения аллювиально-обвальных парагенетических ассоциаций, не похожих на наземные аналоги. Дело в том, что пещерные водотоки иногда не способны к перемещению продуктов обрушения. Последние нарушают нормальную аллювиальную слоистость и сказываются на распределении микрофаций собственно аллювиального материала. В детально изученных разрезах пещерных палеолитических стоянок видно, что аллювий появляется на разных стратиграфических уровнях, обычно в основании эрозионных врезов (Кударские..., 1980). Подобные соотношения указывают на неоднократную активизацию аллювиального процесса в горизонтальных пещерных галереях.

Некоторые пещерные отложения не характерны для наземных условий. О специфическом обвальном коллювии, образующемся за счет десквамационного "шелушения" сводов, уже было сказано выше. Соответственно текстура брекчий, формировавшихся у подножия обрывов на земной поверхности и в пещерах, существенно различна. Пещерные обвальные брекчии обычно слоисты. Нередко в них по изменению содержания обломков и составу суглинистого заполнителя удается проследить слои, отвечающие эпохам похолодания и потепления или увлажнения и иссушения климата. В отличие от наземного обвального коллювия пещерный коллювий обрушения может оказаться культурным слоем археологической стоянки.

Пещерные глины, по мнению Э.О. Фриденберг (1970), образуют либо пленочные и маломощные натеки на потолке и стенах, либо натеки на днищах нисходящих понор, сохраняющие характерную структуру вязкого течения, либо мощные гравитационные натеки на днищах пещер. Но это, очевидно, неполный перечень генетических разновидностей глин. Так, в пещере Кударо I в основании разреза присутствуют слоистые, преиму-

щественно глинистые отложения, накапливавшиеся в застойных или слабопроточных водах (слой 6 археологического разреза – см. Кударские..., 1980).

З.К. Тинтилозов (1976) выделяет озерно-кольматационные отложения, представленные преимущественно глинистыми и песчано-глинистыми породами. Они формируются во временных и постоянных подземных водоемах, в запруженных коридорах и нисходящих галереях, периодически заполняющихся водой. Здесь могут возникать временные напорные системы. Мощность озерно-кольматационных пластичных глин в Новоафонской пещере на Кавказе достигает 20–30 м. Кольматация южных залов этой пещеры (Глиняный, Абхазия, Сюрприз) происходит, по данным З.К. Тинтилозова, периодически. Этот исследователь полагает, что основная масса глинистого материала поступает в пещеры с земной поверхности вместе с мутными водами в периоды дождей и снеготаяния. Кроме того, он выделяет более тонкодисперсные и маломощные остаточные глины, связанные с длительным химическим выветриванием пород, в которых выработана пещера.

В тех частях пещер, где вода поступает со сводов или образует пещерные озера, происходит накопление чрезвычайно разнообразных хемогенных отложений. Последние делятся З.К. Тинтилозовым (1976) на сталактито-сталагмитовые и стенные натечные образования, минеральные кальцитовые агрегаты из водных растворов, а также инкрустационные образования на обломках костей, растений и других предметах.

Выше уже упоминались некоторые экзотические отложения: органогенные (гуано летучих мышей, скопления костей, фосфоритовые земли), криогенные (подземные льды) и антропогенный материал культурных слоев на археологических стоянках. Они обычно не играют существенной роли в разрезе пещерных отложений, локализованы пространственно и тяготеют к привходовым частям пещер.

Д.С. Соколов (1962) и З.К. Тинтилозов (1976) выделяют антропогенные отложения в самостоятельный генетический тип. С этим в большинстве случаев трудно согласиться, поскольку культуросодержащие геологические слои пещерных стоянок, так же как и стоянок открытого типа, состоят в основном из природного материала различных генетических типов. В этом природном материале рассеян разнородный культурный материал (артефакты, манупорты, кухонные и другие остатки). Кроме того, в пещерах, как и на земной поверхности, среди культуросодержащих слоев следует различать первичные, т.е. собственно культурные слои, и вторичные, т.е. отложения различного генезиса с переотложенным культурным материалом (Несмеянов, 1977б; Медведев, Несмеянов, 1988; Ранов, Несмеянов, 1973). Антропогенные отложения, целиком сформированные деятельностью человека, – явление, по-видимому, уникальное.

## ФОРМИРОВАНИЕ ПЕЩЕРНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА ФОНЕ ЭТАПНОСТИ КАРСТОВОГО ПРОЦЕССА

Намеченная выше схема обстановок пещерного осадконакопления, предусматривающая существование сухой, периодически и стабильно обводненных зон, перекликается с предложенной З.К. Тинтилозовым (1973, 1976) схемой главных этапов пещерообразования. Этот исследователь выделяет в эволюции горных пещер три главные эпохи: фреатическую, вадозную и сухую.

Фреатической считается эпоха, когда происходит возникновение карстовых полостей и карстовые щели, каналы и коридоры находятся под постоянным воздействием напорных вод, т.е. характерно их площадное обводнение. З.К. Тинтилозов допускает активное пещерообразование "на сверхбольших глубинах" вдоль зон тектонического дробления, " где происходит сосредоточение обильных холодных и термальных вод" (1973, С. 83). Активная циркуляция вод, а значит, и пещерообразование возможны глубоко под базисными уровнями (ниже тальвега рек и уровня моря). Так, отмечается, например, что в Абхазии (Гантиади–Гагра) источники фонтанируют на дне моря до глубины 0,4 км. Во фреатических условиях, по З.К. Тинтилозову (1976), наряду с явлениями растворения и размыва значительную карстообразующую роль играют гидродинами-

ческий напор и гидростатическое давление, обусловливающие рост полостей за счет обрушения. Типичными характеристиками этих условий считаются обратные к современному рельефу уклоны днищ, потолочные карры, отсутствие сталактитовых натеков, эллиптические поперечные сечения пещер и заполнение их пластичными жирными неслоистыми глинами мощностью до десятков метров.

В вадозную эпоху пещерообразования трещины и карстовые полости, освобожденные от постоянных напорных вод, становятся ареной действия свободных водотоков, формирующихся за счет инфильтрационно-инфлюационно-конденсационных вод. По З.К. Тинтилозову, в настоящее время на вадозном этапе развития находится бóльшая часть известняковых массивов Грузии от уровня моря до гребней хребтов, т.е. в интервале высот до 4 км. Гидрогеологически данная эпоха соответствует зоне активного водообмена или аэрации. Вадозную эпоху указанный исследователь, учитывая и другие схемы (Максимович, 1969б; Маруашвили, 1970), разделяет на три стадии. Первая из них, коридорно-воклюзовая, характеризуется еще преимущественно напорными водами, частым возникновением воздушных камер в полостях и активным пещерообразованием. На второй, водно-галерейной стадии характерны свободные водотоки с сильно колеблющимися уровнями и неравномерной обводненностью пещерных полостей, когда продолжается формирование пещерных полостей и начинается их заполнение, т.е. эрозия чередуется с фазами натекообразования, обвалов, русловой и озерной аккумуляции. На третьей, периодически-водной стадии обводнение происходит редко, начинается сглаживание стен пещерных коридоров под воздействием конденсационных вод и наблюдается постепенное затухание процессов натекообразования и активизация осыпания и заполнения пещер глыбово-обвальными отложениями. К вадозной эпохе относится весь сложный комплекс натечных настенных и сталактитово-сталагмитовых образований (Тинтилозов, 1976).

Именно в вадозную эпоху отчетливо проявляется ярусность пещерных систем, развивающихся обычно на основе эволюции пещерных элементов, возникших еще в глубинно-фреатических условиях. Нижние ярусы пещер в приморских массивах могли образоваться в эпохи глубоких плейстоценовых регрессий. Вероятно, таковым является нижний, ныне затопленный ярус Новоафонской пещерной системы, ходы которого расположены на 36 м ниже современного уровня Черного моря. Здесь имеется в виду истинная ярусность, когда субпараллельные разновысотные ярусы пещер формируются в зоне аэрации одними и теми же водотоками, перемещавшимися в процессе эрозионного расчленения горного массива на все более низкие гипсометрические уровни. При одновременном функционировании водотоков на различных уровнях образуется параллельная псевдоярусность, не связанная прямо с эволюцией орогенного рельефа. Но и в развитии каждого яруса пещер иногда удается выявить этапность с образованием так называемой вложенной ярусности (Тинтилозов, 1976). В последнем случае молодые коридоры врезаны в старые. Такой сложный профиль характерен, например, для приустьевой части восточной галереи пещеры Кударо I на южном склоне Большого Кавказа (рис. 1, *б*). В строении разреза пещерных отложений слои ашеля (слой 5), мустье (слои 3, 4) и позднего палеолита (слой 2) относятся, скорее всего, к периодически-водной стадии, так как разделены поверхностями эрозионного размыва, обусловливающими их последовательное вложение. Завершение этой стадии относится ко времени, когда пещера находилась высоко над рекой (рис. 1, *б–г*).

В сухую эпоху карстообразования происходит осушение пещерных коридоров, где наблюдается переработка сводов и стен пещерных полостей процессами осыпания и обваливания. В упоминавшейся выше пещере Кударо I сухая стадия началась, по-видимому, с энеолита (слой 1). В сухую эпоху многие пещеры постепенно вступают в стадию исчезновения с образованием долин на месте карстовой полости. Разрушение начинается с обрушения привходовых сводов или с возникновения карстовых окон.

Большинство исследователей подчеркивают сложность соотношений между терасовой и карстовой ярусностью горных областей. В одних конкретных условиях

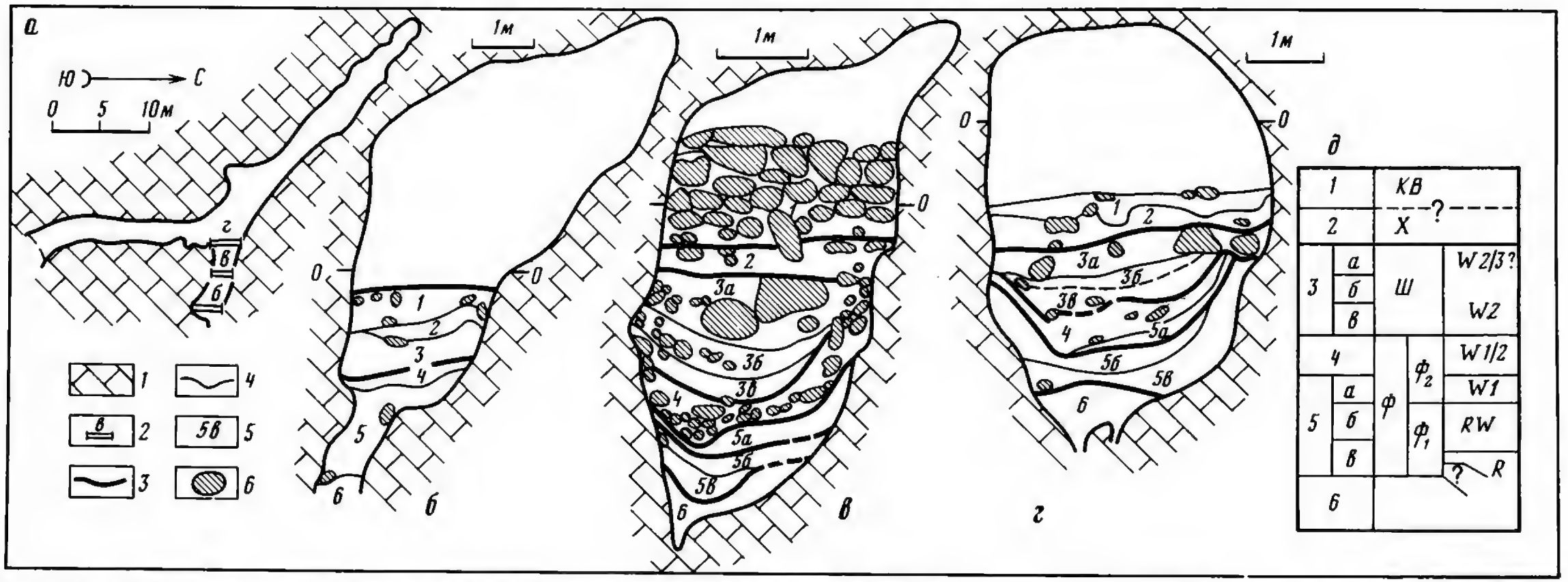



**Рис. 1.** Схемы поперечных сечений Восточной галереи палеолитической пещерной стоянки Кударо I на южном склоне Большого Кавказа (по материалам работы "Кударские...", 1980)

*а* – план пещеры Кударо I; *б–г* – схематические разрезы; *д* – предварительный вариант сопоставления разреза пещерных отложений с местными этапами террасообразования и главными эпохами климатических изменений. *1* – известняки, в которых сформировалась пещера; *2* – линии разрезов (на плане); *3* – главные границы размыва в пещерных отложениях; *4* – прочие стратиграфические границы; *5* – номера слоев; *6* – крупные глыбы. Местные этапы террасообразования: *Ф* – фасрагский, *Ш* – шагатский, *Х* – хардисарский, *КВ* – квайсинский. Главные климатические эпохи: *R* – рисс, *RW* – рисс-вюрм, *W* – вюрм

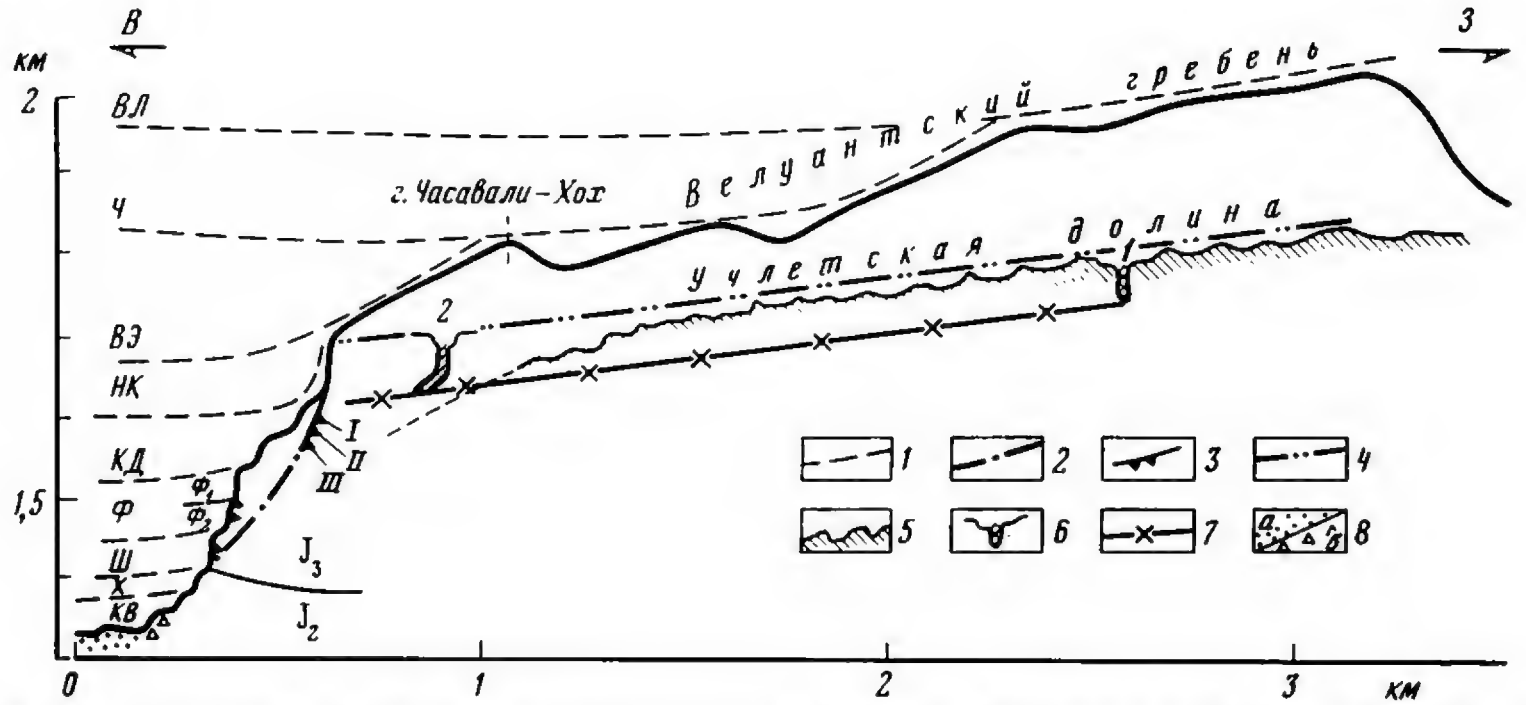



**Рис. 2.** Соотношение террасовых и карстовых уровней Учлетской долины и восточной части Велуантского гребня на правобережье р. Джорджори в районе Кударского пещерного комплекса

*1* – местные террасовые уровни и эрозионные врезы (*ВЛ* – велуантский, *Ч* – часавальский, *ВЭ* – верхнеэцерский, *НК* – надкударский, *КД* – кударский, *Ф* – фасрагский, *Ш* – шагатский, *Х* – хардисайский, *КВ* – квайсинский); *2* – тальвег промоины, в которую выходят устья пещер Кударо I–III; *3* – пещеры; *4* – уровень древнего днища мертвой Учлетской долины, сопрягающийся с верхнеэцерским эрозионным врезом; *5* – продольный профиль современного закарстованного днища Учлетской долины; *6* – глубокие вертикальные карстовые полости (шахты) в днище (*1*) и на северном борту (*2*) Учлетской долины (по З.К. Тинтилозову, 1976); *7* – предполагаемый уровень карста, отвечающий надкударскому террасовому уровню; *8* – аллювиальные (*а*) и гравитационные (*б*) отложения квайсинского этапа

ные продолжают формироваться карстовые полости, расположенные высоко над уровнем реки или моря, а в других – карстообразование развивается под тальвегами рек и уровнем моря. Однако полный отказ от поиска связей между террасовыми и пещерными уровнями в активно воздымающихся горных известняковых массивах (Тинтилозов, 1976. С. 134) также является крайней негативной позицией.

Отмеченные выше обстоятельства действительно затрудняют возможности датировки пещерных отложений, так как корреляция террасовых и пещерных отложений наиболее вероятна лишь для сухой эпохи карстообразования. Реальная связь ярусов карстовых галерей или их групп с конкретными (местными) эрозионными врезами довольно отчетливо проявляется по мере детализации геоморфологических и спелеологических исследований во многих карстовых областях. Для примера можно вновь привести район Кударского пещерного комплекса (рис. 2). Здесь достаточно отчетливо видна связь древнего днища мертвой Учлетской долины с верхнеэцерским террасовым уровнем, основания глубоких карстовых шахт с надкударским террасовым уровнем, пещер Кударо I, II, III с кударским эрозионным врезом, а также пещер, связанных с фасрагским и шагатским эрозионными врезами.

Рассмотренная выше схема основных этапов пещерообразования и реальные данные о строении крупнейших карстовых комплексов позволяют считать, что разные части этих комплексов находятся на неодинаковых этапах карстообразования. Действительно, как отмечает З.К. Тинтилозов (1976), в некоторых известняковых массивах Большого Кавказа, где относительная разница высот между областями питания и разгрузки вод в карстовых системах превышает 4 км, вадозные потоки проникают глубоко под тальвеги эрозионных врезов и становятся напорными с давлением до сотен атмосфер. Низкая температура и слабая минерализация вод на глубинах в сотни и первые тысячи метров ниже уровня моря свидетельствуют об активном современном водообмене в карстовых массивах многокилометровой высоты. Низы этих массивов принадлежат фреатической зоне, а стабильно осушены только их самые верхние части. Благо-

даря бурению (Гагра, Шаори) во фреатической зоне отмечаются карстовые полости с поперечником до 6–12 м. Следовательно, и во фреатическую эпоху могут формироваться достаточно развитые карстовые системы. Однако превращение этих систем в ярусные с образованием четких субгоризонтальных форм, по-видимому, происходит в более поздние эпохи, преимущественно в вадозную, т.е. реализуется в частях горных массивов, приподнятых над уровнем моря и эрозионных тальвегов.

Из сказанного выше следует, что карстовый процесс уже в начале новейшего орогенеза мог по крайней мере своей фреатической зоной охватить целиком известняковые массивы, вплоть до их основания, расположенного на значительных глубинах. В процессе орогенеза в верхах каждого массива (или во всем массиве, если его основание оказалось приподнятым над тальвегами рек) карстовые системы преобретают все более четкую связь с террасовым рядом, а в пещерах появляются осадки, связанные с вадозной и сухой эпохами карстообразования.

На участках слабого преобразования пещерных полостей в них могут сохраниться отложения разных эпох, в том числе и сформировавшиеся в эпоху, когда данная полость располагалась ниже тальвегов рек, расчленяющих карстующийся массив. Примером опять может служить разрез пещеры Кударо I. Здесь в основании разреза залегает коричневато-желтая горизонтальнослоистая песчанистая глина озерного типа мощностью до 1 м (слой 6). Выше нее по резкой границе размыва располагается упоминавшаяся выше фациально изменчивая толща, в формировании которой преобладали русловые, гравитационные и другие процессы. Верхняя толща содержит обильный археологический (начиная с ашеля) и значительный палеонтологический материал, допускающий ее формирование с конца раннего или со среднего плейстоцена. Верхние слои нижней озерной толщи характеризуются прямой намагниченностью, а нижние – обратной, вероятно отвечающей палеомагнитной зоне Матуяма (Любин и др., 1985). По данным геоморфологической корреляции, устье пещеры было вскрыто эрозией, скорее всего, в среднем плейстоцене, т.е. практически одновременно с началом отложения верхней толщи пещерного разреза. Следовательно, нижняя подземно-озерная толща накапливалась в вадозную эпоху формирования данного пещерного яруса. Профили поперечного сечения пещеры позволяют считать, что данная озерная толща заполняла узкий эрозионный врез, прорезавший днище более широкой галереи (см. рис. 1, *б, в*). Верхние части этой толщи местами выполняют и нижнюю часть широкой галереи. Очевидно, пещерная полость Кударо I отличалась сложной историей развития (образование широкой галереи, узкого вреза, накопление озерной толщи), еще располагаясь ниже синхронных эрозионных врезов (тальвегов) главной речной артерии района (р. Джоджори). После вскрытия эрозией эта полость развивалась, по-видимому, в основном за счет обрушения сводов и стен, расположенных выше аккумулятивного днища. Но периодическое обводнение галереи продолжалось и тогда, когда она находилась высоко над руслом реки. Это обводнение осуществлялось, скорее всего, в плювиальные эпохи за счет активизации просачивания вод из смежной Учлетской мертвой долины, сток по которой отсутствовал, так как ее днище нарушено цепью карстовых воронок. Последние, очевидно, соединяются вертикальными полостями с разновысотными горизонтальными галереями. В галереях этих вполне могли одновременно возникать временные водотоки, что обусловливает принципиальную возможность обнаружения синхронных стадий осадконакопления в разрезах разных галерей. Эти стадии должны отвечать главным климатическим ритмам, наличие которых подтверждается результатами палинологического анализа пещерных отложений (Любин, Левковская, 1972; Любин и др., 1985; Кударские..., 1980), и местным этапам террасообразования (см. рис. 1.*д*).

Все вышеизложенное позволяет прийти к следующим выводам.

1. Пещерные отложения представляют собой не единый генетический тип, как считалось ранее, а самостоятельный генетический комплекс континентальных отложений. В его строении участвуют все парагенетические группы и большинство генетических типов континентальных отложений, развитых на земной поверхности.

2. Пещерный генетический комплекс отличается малой мощностью толщ, их чрезвы-

чайно большой фациальной изменчивостью (микрофациальностью), присутствием специфических осадков, не встречающихся или редких на земной поверхности (сталактиты, сталагмиты, обвальные продукты постепенного обрушения сводов, озерно-кольматационные глины и др.), а местами и аномальным соотношением разновозрастных толщ (вложение, прислонение).

3. В крупных карстовых системах отложения характеризуются: а) существенным различием набора генетических типов и их ассоциаций во внешней, привходовой и внутренней зонах сухой части пещер и в их обводненной части; б) сложной историей формирования, тесно связанной с главными эпохами карстообразования (фреатической, вадозной и сухой), причем сами главные эпохи многостадийны.

4. Разновысотные части крупных карстовых систем могут находиться на неодинаковых этапах карстового процесса. В этом случае схема распространения синхронных пещерных фаций становится сходной со схемой разновозрастных пещерных отложений, отвечающей главным эпохам карстообразования. Следовательно, однотипные отложения в пределах крупного карстующегося массива могут иметь "скользящие" возрастные границы.

5. Для синхронизации пещерных толщ, кроме палеомагнитных, абсолютных, палеонтологических и археологических датировок, могут использоваться проявления климатической ритмичности и результаты корреляции пещерных и наземных эрозионно-аккумулятивных циклов. Такие материалы выявляются в основном для вадозной и сухой зон карстовых систем (и эпох карстообразования). Наличие подобных материалов открывает широкие принципиальные возможности для возрастной корреляции отложений локального пещерного генетического комплекса с лучше изученными отложениями главных (региональных) бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов континентальных отложений.

## ЛИТЕРАТУРА


*Гричук В.П., Губонина З.П., Муратов В.М., Фриденберг Э.О.* О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений палеолита Кавказских пещер // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 4. С. 104–112.

*Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А.* Основы четвертичной геологии. М.: Недра, 1985. 174 с.

*Кожевников А.В.* Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). М.: Недра, 1985. 181 с.

*Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971. 368 с.

Кударские пещерные палеолитические стоянки Юго-Осетии: (Вопросы стратиграфии, экологии, хронологии). М.: Наука, 1980. 184 с.

*Любин В.П.* Мустьерские культуры Кавказа. Л.: Наука, 1977. 224 с.

*Любавин В.П., Барышников Г.Ф., Черняховский Г.А.* и др. Пещера Кударо-I (опыт комплексного исследования) // Сов. археология. 1985. № 3. С. 5–24.

*Любавин В.П., Левковская Г.М.* Пещера Кударо-III (Юго-Осетия) // Палеолит и неолит. Л.: Наука, 1972. С. 25–40. (Материалы и исследования по археологии СССР; № 185. Т.7).

*Любин В.П., Соловьев Л.Н.* Исследование Малой Воронцовской пещеры на Черноморском побережье Кавказа (раскопки 1950, 1951, 1964 гг.) // Палеолит и неолит СССР. Л.: Наука, 1971. С. 7–40. (Материалы и исследования по археологии СССР; № 173. Т. 6).

*Максимович Г.А.* Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т. I. 444 с.; 1969а. Т. II. 529 с.

*Максимович Г.А.* О стадиях развития горизонтальных карстовых пещер в карбонатных отложениях // Пещеры. Пермь, 1969б. Вып. 7 (8). С. 65–73.

*Маруашвили Л.И.* Стадии малого спелеоморфогенетического цикла // Сообщения АН ГССР. 1970. Т. 59, № 3. С. 609–611.

*Медведев Г.И., Несмеянов С.А.* Типизация "культурных отложений" и местонахождений каменного века // Методические проблемы археологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 113–142.

*Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших достижений и неотектоническое районирование горной области: (На примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М.: Недра, 1971. 142 с.

*Несмеянов С.А.* Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977а. 198 с.

*Несмеянов С.А.* Палеогеография палеолитических стоянок в горных областях Средней Азии // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977б. С. 216–222.

*Несмеянов С.А.* Генетические комплексы и стратиграфия антропогена // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1984. № 53. С. 45–55.

*Несмеянов С.А., Ранов В.А.* Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1975. № 43. С. 169–176.

*Ранов В.А., Несмеянов С.А.* Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: ДОНИШ, 1973. 162 с.

*Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

*Тинтилозов З.К.* Формирование карстовых пещер в Западной Грузии // Геоморфология. 1973. № 3. С. 80–85.

*Тинтилозов З.К.* Карстовые пещеры Грузии: (Морфологический анализ). Тбилиси: Мецниереба, 1976. 276 с.

*Фриденберг Э.О.* Методика палеогеографического анализа пещер и пещерных отложений: (На примере палеолитических пещер Западного Кавказа): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1970. 15 с.

*Чистяков А.А.* Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.

*Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

*Шанцер Е.В.* Некоторые общие вопросы учения о генетических типах // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 5–27, (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).

**ABSTRACN**

Cave deposits represent an independent genetic complex of continental sediments. Its structure involves all paragenetic groups and most genetic typers known on the Earth's surface; specific sediments are also present. Major karst system deposits are characterized by peculiar sets of genetic types both in the outer (near the entrance) and the inner (dry and watered) cave parts. Complex history of their formation may be correlated with major karstforming epochs (phreatic, vadose and dry).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.732.23.569 (118.2)

Л.П. АЛЕКСАНДРОВА

# О ДРОБНОМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ МОЛДАВИИ (ПО МЕЛКИМ МЛЕКОПИТАЮЩИМ)

В Южной Молдавии широко развиты песчано-глинистые и песчано-галечные отложения древней аллювиальной равнины палео-Прута. Они слагают мощные толщи водораздельных плато в бассейне реки Большая Сальча и Кагул, а также залегают в цоколях IX, VIII и V террас рек Прут и Дунай (по Н.А. Константиновой, 1965). В них заключены остатки крупных млекопитающих молдавского и скорцельского комплексов, а также раковины пресноводных моллюсков левантинского типа.

В последние десятилетия стали изучать и содержащиеся в них остатки мелких млекопитающих. В результате были получены первые списки видового состава грызунов из ряда местонахождений: 1) в бассейне рек Большая Сальча и Кагул ("молдавский комплекс" по А.И. Шевченко, 1965), 2) с. Котловина на оз. Ялпуг (котловинская фауна (Александрова, 1965)), 3) в цоколе VIII (долинской) террасы р. Прут (верхнепоратская фауна (Александрова, 1965)) и др.

Анализ этих списков показал значительные различия между ними. Однако отсутствие четких критериев для выделения разновозрастных фаун не позволяло обосновать стратиграфическую последовательность указанных местонахождений. Более того, первые прикидки в этом направлении вошли в противоречие с существовавшими геологическими представлениями. Так, котловинская фауна, например, отождествлялась с "молдавским комплексом" грызунов и считалась более древней, чем верхнепоратская. Отсюда следует, что на начальных этапах изучения фауны мелких млекопитающих указанные данные не давали оснований для детального расчленения древнеаллювиальных отложений. Для решения этой задачи нами проводился сбор остатков мелких млекопитающих из многослойных разрезов, вскрывающих разные горизонты древнеаллювиальной равнины: чумайский, будейский, лучештский, кышлицкий, истрийский, скорцельский и веселовский. Формирование этих горизонтов происходило на фоне регрессии моря (рисунок).

Чумайский горизонт ($N_2^2$ ch)[1]. Отложения этого горизонта представлены самым нижним из аллювиальных циклов, слагающих толщи древнеаллювиальных отложений. Горизонт вскрывается у с. Мусаид (правый берег р. Большая Сальча) в правом склоне оврага и залегает на коре выветривания, развитой на высокоподнятых понтических глинах. Представлен маломощным базальным галечником, разнозернистыми песками, переходящими в глины. Полученные отсюда остатки грызунов содержат большое количество зайцеобразных, слепышей и тушканчиков, среди которых обнаружены и архаичные полевки Promimomys moldavicus (Korm.) и Dolomys sp. (? nehringi Kretz.). Эти формы, по нашему мнению, являются первыми представителями "настоящих" полевок и могут считаться предковыми по отношению к последующим верхнеплиоценовым формам (Александрова, 1986). Отсюда мусаидская фауна, характеризующая самый ранний этап формирования древнеаллювиальной равнины, дает фаунистическое обоснование наиболее древнего чумайского горизонта[1].

[1] В схеме К.В. Никифоровой и др. (1986) чумайский горизонт входит в качестве самого древнего в состав кучурганского надгоризонта.

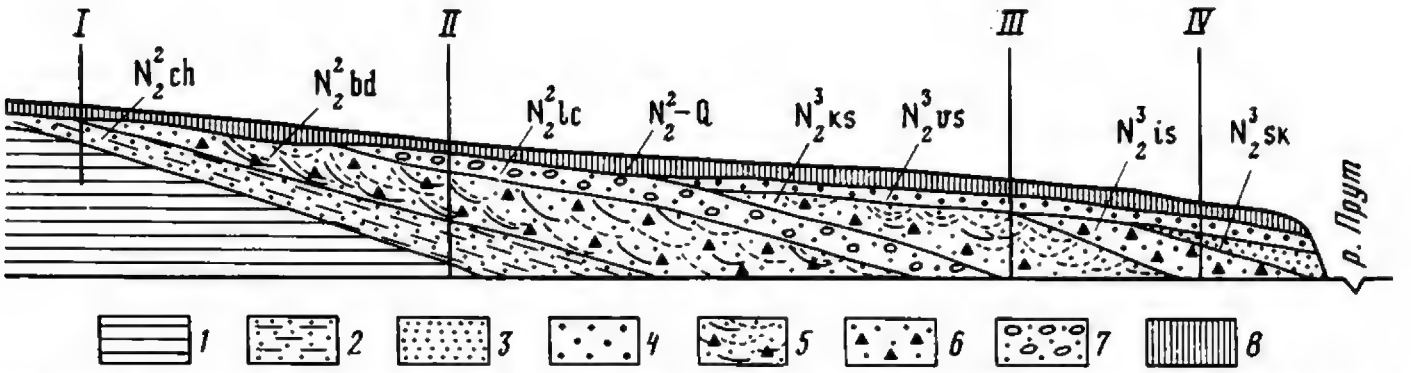



Схема залегания горизонтов средне-верхнеплиоценовой аллювиальной равнины Южной Молдавии $N_2^2$ch – чумайский, $N_2^2$bd – будейский, $N_2^2$lc – лучештский, $N_2^3$ks – кышлицкий, $N_2^3$is – истрийский, $N_2^3$vs – веселовский, $N_2^3$sk – скорцельский. I–IV – обнажения: *I* – Мусаид-Чумай, *II* – Лучешты, *III* – Валены-Брынза, *IV* – рипа Скорцельская. *1* – глины понтические, *2* – песок глинистый, *3* – песок тонкозернистый, слюдистый, *4* – песок, *5* – песок с прослоями гравия, *6* – гравий с песком, *7* – песок с галькой, *8* – покровные отложения

К чумайскому горизонту относятся также три нижних цикла (I–III) отложений обнажения Лучешты, представленных мелкозернистыми сильноглинистыми песками с маломощным мелким галечником в основании. В них также на фоне большого количества зайцеобразных встречена архаичная полевка P. moldavicus (Korm.), что сближает эту фауну с мусаидской. Вероятно, к этому же горизонту можно отнести и нижние циклы отложений разрезов Карболия, Татарешты, Этулия и некоторых других, представленных глинистыми песками и глинами. Иногда они отделены от песчаных отложений верхних циклов гидроморфной почвой (Хубка и др., 1983).

Приведенные микротериологические и литологические особенности чумайского горизонта позволяют уточнить его характеристику и по моллюскам. Так, в низах ряда обнажений на участке Чумай–Мусаид, также относимых на основании литологических особенностей к чумайскому горизонту, встречены лишь виды гладкостенных раковин рода Psilunio (P. sibinensis, P. stolizkai, P. bogatschevi, P. pannonicus и др.), а также плойчатых маргаритифер Plicatibaphia flabillatiformis (Чепалыга, 1967). Нетрудно заметить, что здесь представлены не все виды нижнепоратских (нижнелевантинских) моллюсков. Такие формы, как Psilunio sandbergeri и Rugunio lenticularis отсутствуют. Это явление также, вероятно, отражает наиболее ранний этап в развитии фауны пресноводных моллюсков. Как будет указано ниже, эти моллюски появляются в более молодых горизонтах древнеаллювиальной толщи (лучештском и кышлицком).

Приведенная характеристика по мелким млекопитающим, полученная для низов разреза поздненеогеновой равнины (чумайский горизонт), дополненная данными по моллюскам, литологии, позволяет относить к чумайскому горизонту низы зоны Viviparus bifarcinatus нижнего румыния, содержащие общие формы моллюсков (Psilunio sibinensis и др.).

Будейский горизонт[1] ($N_2^2$ bd). К этому горизонту относится основная часть мощных цикличнопостроенных толщ, обнажающихся в бассейне Большой Сальчи и Кагула. В наиболее полном лучештском обнажении, расположенном в овраге у пионерлагеря с. Лучешты, он представлен мощной толщей косослоистых сыпучих песков, слагающих IV–VI аллювиальные циклы, даже визуально четко отличающихся от нижележащих сильноглинистых песков I–III циклов чумайского горизонта. Эти отличия обусловлены разными условиями их образования (Садчикова и др., 1986). В песках IV–VI нами обнаружены Proochotona sp., Promimomys moldavicus (Korm.), P. cf. stehlini Pliomys cf. kowalskii Schev.

Вероятно, такие пески явились основным поставщиком костных остатков крупных млекопитающих, собранных разными исследователями в разные годы и отнесенных

[1] Соответствующая будейскому горизонту будейская фаунистическая группировка мелких млекопитающих ранее называлась нами кагульско-сальчинской и наравне с лучештской включалась в кагульский горизонт (Путеводитель. . . , 1982).

к молдавскому комплексу. Именно к такой же песчаной части разреза Московей–Резешти приурочены находки мелких млекопитающих "молдавского комплекса" (Шевченко, 1965), наиболее важной формой которого следует считать Pliomys kowalskii Schev. Появление этой формы, по нашему мнению, отражает новый, будейский этап развития подсемейства полевковых, следующий за чумайским. Близкая фауна (с Pliomys kowalskii) указывается в слое 3 сводного разреза у с. Мусаид (Константинова, 1965. С. 63), а также для диагональнослоистых песков IV цикла разреза Этулия (Шушпанов, 1980), где она присутствует вместе с остатками крупных млекопитающих молдавского комплекса.

Лучештский горизонт ($N_2^2$ lc). Он представлен VII аллювиальным циклом лучештского обнажения. Это грубые галечники, переходящие в пески, а затем в глины. Здесь обнаружены Pliomys kowalskii Schev., P. hungaricus Korm., Promimomys moldavicus (Korm.), P. sp., а также полевки нового вида – Dolomys (D. gromovorum Alex.). Отмечено также присутствие раковин Psilunio sandbergeri. Появление этих форм может рассматриваться как закономерное преобразование фауны полевок и моллюсков при переходе к лучештскому горизонту.

Кышлицкий горизонт ($N_2^3$ ks). Отложения этого горизонта слагают циклично построенные песчаные толщи в низовьях р. Прут (села Валены-Брынза, Кышлица, Сободзея-Маре и др.). Известно, что именно из этих пунктов описана нижнепоратская (нижнелевантинская) фауна моллюсков. Хотя мы располагаем весьма ограниченным материалом по мелким млекопитающим из самых низов этих отложений (район Валены-Брынза), однако он все-таки дает общее представление об уровне ее эволюционного развития. Так, четко видно, что найденная здесь полевка Promimomys moldavicus (Korm.) отличается от лучештской более прогрессивными чертами строения зубов и, вероятно, в дальнейшем может быть выделена в самостоятельный подвид. Главной же особенностью кышлицкой фауны является новая форма крупной полевки Promimomys konstantinovae (Alex.) (? = Mimomys occitanus Thal.). В лучештской фауне присутствует только ее предковая форма Dolomys gromovorum Alex. Отсюда следует, что кышлицкую фауну можно считать более молодой, чем лучештская, но более древней, чем верхнепоратская (истрийский горизонт), что и служит основанием для выделения кышлицкого горизонта. К этому же горизонту относится, по нашему мнению, нижний горизонт местонахождения Котловина, откуда и была описана Promimomys konstantinovae (Александрова, 1966). Фауна моллюсков из этого горизонта также отличается от лучештской. Здесь появляются скульптированные формы моллюсков Rugunio lenticularis.

Палеомагнитные исследования древнеаллювиальных отложений Молдавии и сопредельных территорий, проведенные В.И. Трубихиным, позволили привязать выделенные горизонты к палеомагнитной шкале: чумайский, будейский и низы лучештского горизонта (с лучештской фауной) располагаются в эпохе Гильберт, а верхи лучештского – в Гауссе. По данным других исследователей (Хубка и др., 1983), самый нижний цикл древнеаллювиальной толщи имеет прямую полярность и, возможно, относится к эпизоду Кочити.

Полученные фаунистическая, палеомагнитная и литологическая характеристики указанных горизонтов позволяют провести их корреляцию с отложениями Румынии. Так, нижняя граница древнеаллювиальных отложений Молдавии совпадает с основанием озерно-аллювиальных отложений дакийского бассейна, относимых к румынию. Тогда возможными аналогами отложений чумайского горизонта можно считать отложения низов румыния в местонахождениях Винтила Вода и Бечени. Будейскому горизонту, возможно, отвечают литологически сходные отложения Берешти-Мелуштени, хотя в последних и не обнаружены полевки Pliomys kowalskii; лучештский горизонт с Psilunio sandbergeri может сопоставляться с Келугерени. Отсюда следует, что три нижних горизонта (чумайский, будейский и низы лучештского) соответствуют нижнему румынию, охватывая верхи эпохи Гильберт – 3,3–3,7 млн л.н. (Ghenea et al., 1982), что дает основание для отнесения этих горизонтов к позднему киммерию, а верхи лучештского и кышлицкий горизонт, попадающие в низы эпохи Гаусс, отвечают низам куяльника–

акчагыла и сопоставляются с низами верхнего румыния (подзона "а" зоны Rugunio lenticularis).

Истрийский горизонт ($N_2^3$ is). Наиболее полно представлен в разрезе рипа Скорцельская в низовье Дуная (близ г. Рени). Здесь в цоколе V террасы р. Прут (по Н.А. Константиновой, 1965) обнажаются песчано-галечные отложения, содержащие верхнепоратскую фауну моллюсков. Это скульптированные левантинские формы. Наиболее характерной является Ritia bielzi Czeck. Представлены также роды Cuneopsidea (C. doljiensis Por., C. excentrica Pavl.)., Cyclopotomida (C. minieri Por.), Pristinunio (P. dàvilai Por., P. pristinus Tourn., P. procumbens Fuchs.) и др. (по А.Л. Чепалыге, 1982). Мелкие млекопитающие представлены следующими видами: Promimomys cf. gracilis (Kretz.), P. konstantinovae (Alex.), Dolomys milleri Nehr., Pliomys ucrainicus Top. et Scor., Mimomys polonicus Kow.

Среди вновь появившихся представителей грызунов следует отметить появление цементных полевок рода Mimomys (M. polonicus Kow.), а также Dolomys milleri Nehr. Как будет показано ниже, появление цементных форм полевок (род Mimomys) отбивает весьма важный рубеж в развитии фауны мелких млекопитающих. К этому же горизонту можно отнести отложения с той же верхнепоратской фауной моллюсков, обнажающиеся в цоколе VIII террасы р. Дунай у с. Долинское (Константинова, 1965, 1967; Александрова, 1965). Здесь были обнаружены: Insectivora-Erinaceidae gen.?, Lagomorpha-Proochotona sp., Rodentia-Alagtaga cf. ucrainica I. Grom. et A. Schev., Spalax sp., Apodemus sp., Promimomys ex gr. stehlini (Korm.), Pliomys kowalskii Schev., P. ucrainicus Top. et Scor., P. hungaricus Korm., P. cf. hungaricus Korm., Dolomys milleri Nehr.

Скорцельский горизонт ($N_2^3$ sk). Отложения этого горизонта представлены серыми тонкозернистыми слюдистыми песками, перекрывающими в рипе Скорцельской отложения истрийского горизонта. В этих песках содержатся угнетенные формы моллюсков Viviparus romaloi Cob., V. fasciatus Mull. и др. (Путеводитель. . . , 1982). В весьма скудных сборах остатков полевок из этого горизонта отмечается появление Promimomys baschkirica (Such.), на основании чего эти отложения выделяются в самостоятельный горизонт. Присутствуют также Dolomys milleri Nehr.

Имеются указания на нахождение в рипе Скорцельской зуба слона Archidiskodon cf. rumanus Stefan., хотя и остается неясным, из какого горизонта рипы Скорцельской (истрийского или скорцельского) происходит этот зуб, поскольку он был обнаружен Л.И. Алексеевой в музее г. Кагула, что и послужило основанием для выделения скорцельского комплекса как переходного между молдавским и хапровским (Алексеева, 1982).

Веселовский горизонт ($N_2^3$ vs). Стратотипом веселовского горизонта считаются куяльницкие отложения, вскрывающиеся в нижней части разреза у с. Веселовка на Таманском полуострове.

На территории Южной Молдавии веселовский горизонт выделяется несколько условно. Он представлен диагональнослоистыми песками, слагающими верхний (V) цикл в обнажении у с. Валены-Брынза в низовьях р. Прут. Нижние четыре цикла содержат здесь раковины нижнепоратских моллюсков и по фауне мелких млекопитающих могут отвечать кышлицкому горизонту. В песках же V цикла нижнепоратская фауна моллюсков не встречена (устное сообщение П.Д. Букатчука). Обнаруженные здесь остатки мелких млекопитающих (Шушпанов, 1980) позволяют предполагать для них веселовский возраст. Здесь отмечаются Villanyia petenyii, появляющаяся в веселовском горизонте, а также Mimomys reidi (?). Не исключено, однако, что это могут быть старые экземпляры $M_1$ Mimomys minor Fejf. (без марки), так как для M. minor из стратотипа веселовского горизонта такие $M_1$ весьма характерны. Если это так, то веселовским горизонтом завершается формирование позднекиммерийско-куяльницкой части древнеаллювиальной толщи Южной Молдавии, охватывающей верхи эпохи Гильберт и эпоху Гаусс (3,90–2,48 млн л.н.).

В результате проведенного анализа фауны мелких млекопитающих из древнеаллювиальных отложений Южной Молдавии удалось выявить несколько уровней появле-

Таблица I

**Распределение полевок (Microtinae) по горизонтам среднего и верхнего плиоцена Южной Молдавии**

| Вид полевок | ch* | bd | lc | ks | is | sk | vs |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Villanyia petenyii (Mehely) | | | | | | | + |
| Mimomys (?) minor Fejf. | | | | | | | + |
| Promimomys baschkirica (Such.) | | | | | | + | |
| Mimomys polonicus Kow. | | | | | + | | |
| Dolomys milleri Nehr. | | | | | + | + | |
| Pliomys ucrainicus Top. et Scor. | | | | | + | | |
| Promimomys konstantinovae (Alex.) (? = Mimomys occitanus Thal.) | | | | + | + | | |
| Dolomys gromovorum Alex. | | | + | | | | |
| Pliomys hungaricus Korm. | | | + | | + | | |
| P. cf. hungaricus Korm. | | | | | + | | |
| P. cf. kowalskii Schev. | | + | | | | | |
| P. kowalskii Schev. | | + | + | | | | |
| Promimomys cf. stehlini (Korm.) | | + | | | | | |
| P. cf. gracilis (Kretz.) | | | | | + | | |
| P. moldavicus (Korm.) | + | | | + | | | |
| Dolomys sp. (? nehringi Kretz.) | + | | | | | | |

* ch – чумайский, bd – будейский, lc – лучештский, is – истрийский, ks – кышлицкий, sk – скорцельский, vs – веселовский

ния новых форм мелких млекопитающих, часто сопровождаемого появлением и новых видов пресноводных моллюсков. Эти уровни легли в основу расчленения данной толщи на семь дробных стратиграфических подразделений – горизонтов: чумайского, будейского, лучештского, кышлицкого, истрийского, скорцельского и веселовского (табл. 1).

В дальнейшем они должны быть увязаны с гауренской древнеаллювиальной толщей Молдавских Кодр и высокими террасами (милештской, новофлорицойской и др.). Имеющиеся отсюда данные по фауне крупных млекопитающих и моллюсков (Букатчук и др., 1983) указывают, что она обнаруживает сходство с молдавским комплексом, хотя и имеет несколько более древний облик. Однако пока из-за отсутствия микротериологических данных попытки провести их сопоставление с выделенными нами горизонтами кажутся малоубедительными (Букатчук, 1986).

Таким образом, изучение фауны мелких млекопитающих, проведенное для значительного отрезка плиоценовой истории данного региона в интервале 3,9–2,48 млн л.н., позволило установить не только мелкие, но и крупные ее изменения. Таковыми следует считать появление в истрийском горизонте цементных полевок рода Mimomys. Это позволяет разделить древнеаллювиальные отложения южной Молдавии на два крупных стратиграфических подразделения (надгоризонта?): молдавий и прутий. Молдавий охватывает нижнюю часть толщи, куда входят четыре нижних горизонта (чумайский, будейский, лучештский и кышлицкий), прутий – верхнюю часть, с тремя горизонтами (истрийским, скорцельский и веселовский).

Правомерность выделения молдавия и прутия вытекает из их более четкой палеонтологической и геологической характеристики по сравнению с таковой для этапов развития фауны, установленных в центральных и южных районах Европы, – русциния, чарнотия и виллафранка. Так, молдавий и прутий – это конкретные геологические тела, сложенные аллювиальными отложениями, образование которых шло в позднекиммерийско-куяльницкий этап развития эвксинского бассейна, когда в Южной Молдавии существовала приморская аллювиальная равнина. Важно также, что они имеют четкую палеонтологическую характеристику. Молдавий – по фауне мелких млекопитающих – это бесцементные полевки Dolomys, Promimomys, Pliomys; по фауне пресновод-

ных моллюсков – это нижнепоратские (нижнелевантинские) формы. Прутий – по фауне мелких млекопитающих – это появление и расцвет цементных полевок рода Mimomys, а затем и бесцементных полевок рода Villanyia; по фауне пресноводных моллюсков – это верхнепоратские (верхнелевантинские) формы.

Отложения молдавия и прутия могут быть выделены и на территории Румынии, где на дакийских морских осадках залегает мощная озерно-аллювиальная толща румыния со сходной фауной моллюсков. Ее анализ позволяет сопоставлять низы молдавия с низами румыния, нижняя граница которого проводится на близком уровне – 3,8 млн л.н. (Chenea et al., 1982). Прутий отвечает части среднего румыния (подзоне "c" и "d" зоны Rugunio lenticularis). Не исключено, что с нижней границей прутия связано появление первых слонов на территории Румынии и Молдавии, что важно для корреляции с итальянскими и другими европейскими местонахождениями. Так, по данным румынских исследователей (Schoverth et al., 1963), в местонахождении Чернетешты остатки представителей рода Archidiskodon (A. rumanus) найдены в слоях с Psilunio (=Ritia) bielzi (истрийский горизонт нашей схемы). Однако в более поздних работах (Ghenea et al., 1982; Alexeeva et al., 1983) это местонахождение помещается выше, в подзону "d" зоны Rugunio lenticularis, которая соответствует скорцельскому или даже веселовскому горизонту нашей схемы. Нерешенным остается вопрос о времени появления слонов и на молдавском материале, поскольку зуб слона Archidiskodon cf. rumanus (скорцельский комплекс) в рипе Скорцельской был найден не in situ (Алексеева, 1982). Не исключено, что он происходит не из истрийского (с Ritia bielzi), а из скорцельского горизонта, где нами находились отдельные пластины зуба слона. В этом случае в прутии выделяются два уровня, которые можно коррелировать с европейскими местонахождениями: 1) появление цементных полевок Mimomys (истрийский горизонт) и 2) появление слонов (? скорцельский горизонт). Поэтому возможна корреляция истрийского горизонта с нижневиллафранкским местонахождением Аронделли, где также обнаружена Mimomys polonicus (Michaux, 1970), а скорцельского – с Монтополи. Отсюда следует, что в общих чертах прутий отвечает той части нижнего виллафранка, где появляются слоны, т.е. зоне M N 16.

Верхняя граница прутия по фауне грызунов совпадает с уровнем появления и доминирования полевок родов Mimomys и Villanyia, имеющих упрощенное строение коренных зубов (M. pliocaenicus, V. lagurodondoides, V. exilis), т.е. характерных уже для нижне-, средне- и верхнеливенцовских фаун хапровского комплекса (Александрова, 1976), сопоставляемых со средним виллафранком (зона M N 17).

Расчленение прутия на три горизонта (истринский, скорцельский и веселовский) позволяет разделять и зону MN 16 на три подзоны: a, b, c, помещая на разные уровни местонахождения Аронделли и Айначка. Тогда молдавий должен отвечать зоне MN 15, которую П. Мейн (Mein, 1975) относит к верхней части русциния. Ее можно делить на четыре подзоны: a, b, c, d (по числу выделенных горизонтов), относя Чарноту к чумайскому горизонту, Венже – к будейскому, а Сэт – к кышлицкому. Только для лучештского и скорцельского горизонтов пока не имеется одновозрастных местонахождений (табл. 2).

Таким образом, анализ фауны полевок из средне-верхнеплиоценовых отложений Южной Молдавии позволил расчленить их на два крупных стратиграфических подразделения (надгоризонта?): молдавий и прутий. Каждый из них представлен толщей древнеаллювиальных отложений с четкой палеонтологической характеристикой: для молдавия характерны бесцементные полевки родов Dolomys, Promimomys и Pliomys, крупные млекопитающие молдавского комплекса и нижнепоратские (нижнелевантинские) формы пресноводных моллюсков; прутий начинается появлением сначала цементных форм полевок рода Mimomys, вероятно, несколько позже появляются слоны, а затем бесцементные полевки рода Villanyia. В фауне моллюсков – верхнепоратские формы. Выявленная последовательность появления в молдавии и прутии новых форм мелких млекопитающих позволяет расчленять и сопоставляемые с ними зоны MN 15 и MN 16, т.е. верхи русциния и нижний виллафранк.

Таблица 2

**Схема детальной стратиграфии средне-верхнеплиоценовых отложений Южной Молдавии и сопредельных территорий Центральной и Южной Европы (по мелким млекопитающим)**

| Возраст, млн лет | Палеомагнитная шкала | Ярус | Зона (Mein, 1975) | Подзона | Фаунистический комплекс | Надгоризонт (?) | Горизонт | Виды полевок | Одновозрастное европейское местонахождение |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,48 | Каена | Виллафранк | 16 | c | Скорцельский (?) | Прутий (появление Mimomys, Villanyia) | Веселовский | Villanyia petenyii, Mimomys minor | Айначка |
| 2,9 | | | | b | | | Скорцельский | Promimomys baschkirica | ? |
| 3,01 | | | | a | | | Истрийский | Mimomys polonicus, Dolomys milleri | Аронделли |
| 3,06 | Гаусс | | | | | | | | |
| 3,15 | Маммут | Руссиний (верх) | 15 | d | Молдавский | Молдавий (появление Dolomys, Primimoys, Pliomys) | Кышлицкий | Promimomys konstantinovae (?=Mimomys occitanus) | Сэт |
| 3,4 | Гильберт | | | c | | | Лучештский | Dolomys gromovorum | ? |
| | | | | b | | | Будейский | Pliomys kowalskii | Венже |
| 3,7 | | | | a | | | Чумайский | Promimomys moldavicus, Dolomys sp. (? nehringi) | Чарнота |

Отсюда следует, что территория Южной Молдавии может рассматриваться как стратотипическая для построения схемы детальной стратиграфии среднего и верхнего плиоцена не только эвксинского, но дакийского, паннонского и средиземноморского бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

*Александрова Л.П.* Ископаемые полевки (Rodentia, Microtinae) из эоплейстоцена южной Молдавии и юго-западной Украины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 98–110.

*Александрова Л.П.* Новые виды крупных ископаемых полевок из нижнечетвертичных отложений юго-западной Украины (с. Котловина) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1966. № 32. С. 40–45.

*Александрова Л.П.* Грызуны антропогена Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 100 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 291).

*Александрова Л.П.* Позднекиммерийские полевки южной Молдавии (Microtinae) и их значение для систематики и стратиграфии // Континентальный верхний плиоцен черноморско-каспийской области. М., 1986. С. 107–114.

*Алексеева Л.И.* Восточноевропейские аналоги нижнего виллафранка // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 21–38.

*Букатчук П.Д.* О геолого-геоморфологическом строении средне-верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых террас Прута и Днестра на территории Молдавии // Континентальный верхний плиоцен черноморско-каспийской области. М., 1986. С. 25–35.

*Букатчук П.Д., Гожик П.Ф., Билинкис Г.М.* О корреляции аллювиальных отложений Днестра, Прута и нижнего Дуная // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 35–64.

*Константинова Н.А.* Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в эоплейстоцене южной Молдавии и юго-западной Украины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 60–97.

*Константинова Н.А.* Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины. М.: Наука, 1967. 140 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 173).

*Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.* и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых отложений юга СССР // Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976. С. 101–119.

*Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.* и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе. XXVI сес-

сия. Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 65–68.

*Никифорова К.В., Александрова Л.П., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л.* Корреляция плиоценовых и эоплейстоценовых отложений юга Европейской части СССР и СРР // Континентальный верхний плиоцен черноморско-каспийской области. М., 1986. С. 5–17.

Путеводитель экскурсий А-7. XI Конгресс ИНКВА. М., 1982. С. 46.

*Рошка В.Х., Хубка А.Н.* Об условиях формирования и возрасте континентальных отложений неогена юго-запада Молдавской ССР // Изв. АН МССР. 1964. № 7. С. 52–60.

*Садчикова Т.А., Александрова Л.П., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л.* Условия образования, палеонтологическая и палеомагнитная характеристика древнеаллювиальных отложений южной Молдавии (разрез Лучешты) // Континентальный верхний плиоцен черноморско-каспийской области. М., 1986. С. 50–58.

*Третяк А.Н., Волок З.Е.* Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных осадочных толщ Украины. Киев: Наук. думка, 1976. 86 с.

*Хубка А.Н., Третяк А.Н., Волок З.Е.* Стратиграфическое положение карболийских слоев (по палеомагнитным данным) // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 82–89.

*Чепалыга А.Л.* Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 166).

*Чепалыга А.Л.* Пресноводные моллюски // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 216–229.

*Шевченко А.И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–59.

*Шушпанов К.И.* Фауна мелких млекопитающих среднего и верхнего плиоцена юго-запада Молдавии // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1980. № 5. С. 56–61.

*Alexeeva L., Andreescu I., Bandrabur T.* et al. Correlation of the Pliocene and Lower Pleistocene deposits in the Dacic and Euxinic basins // An. Inst. geol. şi. geofiz. 1983. Vol. 59. P. 143–151.

*Andreescu I., Radulescu C., Samson P.* et al. Chronologie (Mollusgues, Mammiferes, Paleomagnetisme) des formations plio-pleistocenes de la zone de Slatina (Bassin dacique), Romanie // Trav. Inst. spéol. 1981. T. 20. P. 127–137.

*Chenea C., Andreescu I., Bandrabur T.* et al. Bio- and magnetostratigraphic correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene formations of the Dacic Basin and Brasov Depression (East Carpathians) // D.s. Inst. geol. si geofiz. 1982. Vol. 66. P. 139–156.

*Michaux J.* Les Rongeurs (arvicolides, murides et glirides) de la localite Arondelli s Villafranca d' Asti (Italia) // Paleontogr. ital. N.S. 1970. Vol. 36. P. 65–80.

*Mein P.* Biozonation du Neogene mediterraneen a partir des mammiferes // Report on activity of RCMNS working groups. Bratislava, 1975. P. 78–81.

*Schoverth E., Firu M., Serbenescu V., Todar R.* Observatii asupra Villafranchianului din basinul Mijlociu al Jiului // Stud. tehn. şi econ. A. 1963. N 6. P. 71–78.

ABSTRACT

Layer-by-layer analysis of small mammalian fauna from ancient alluvial sediments in Southern Moldavia has allowed to recognize several layers showing the entry of new vole forms and distinguish seven horyzons based on these data. Division of two major stratigraphic units –Moldavian and Prutian have been grounded: corresponding to zones MN 15 and MN 16, respectively. The Moldavian unit falls into 4 horizons and the Prutian – into three ones. The above scheme is suggested for Southern Moldavia, Central and Southern Europe.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 563.12:551.7

Т.А. ХУСИД

# ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Гидрологическая структура Баренцева моря в значительной мере определяется влиянием вод Северного Ледовитого и Атлантического океанов, поэтому изучение эволюции его палеосреды в четвертичное время может дать важную информацию для понимания климатического развития полярных морей и Атлантического океана.

Палеогеографические исследования в арктических морях базируются обычно на анализе фауны бентосных фораминифер, так как это единственная группа, которая широко развита как в современных, так и в четверичных осадках этого региона (Кленова, 1960). Эволюционных изменений в фауне бентосных фораминифер в четвертичное время не наблюдается, поэтому стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов строятся на основе палеогеографических реконструкций. Ранее стратиграфические исследования осадков в Баренцевом море проводились в основном в западной и южной частях бассейна (Джиноридзе, 1978; Иванова, 1984; Поляк, 1984; Каган, 1985; Ostby, Nagy, 1982).

Фораминиферы были изучены автором из четырех колонок, взятых в пределах Центральной впадины на глубинах 313 и 329 м (станции 1273, 1275) и в северо-восточной части Баренцева моря на Новоземельской возвышенности (станции 1328, 1350 с глубин 91 и 140 м). Колонки длиной от 80 до 420 см (62 пробы) были собраны в 12-м рейсе нис "Профессор Штокман" летом 1984 г.

## БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Чтобы получить основу для палеоэкологических и стратиграфических исследований, автором проведен анализ современного распространения бентосных фораминифер в Баренцевом море. Для этой цели использован большой литературный материал, касающийся фораминифер арктических морей и северной Атлантики (Бурмистрова, 1967; Дигас, 1969, 1970; Поляк, 1982; Иванова, 1984; Кириенко, 1984; Замилатская, 1985; Гудина и др., 1985; Корсун, 1985; Сахарова, 1985; Loeblich, Tappan, 1953; Nagy, 1965; Feyling-Hanssen et al., 1971, 1976; Knudsen, 1982; Ostby, Nagy, 1982).

В результате этих исследований выявлена зависимость расселения бентосных фораминифер в Баренцевом море от гидродинамического режима бассейна и характера водных масс. Анализ распространения водных масс в бассейне изложен в работе А.Д. Добровольского и Б.С. Залогина (1982). Нами установлены три фаунистические ассоциации: высокоарктическая, низкоарктическая, бореальная. Ассоциации приурочены к различным участкам дна моря. Их состав отражает сложный гидродинамический режим бассейна и связан с рельефом дна и глубиной. Границы между ассоциациями показаны на рис. 1. Установленные по фораминиферам границы совпадают с зоогеографическими границами расселения бентосной макрофауны, проведенными В.А. Броцкой и Л.А. Зенкевичем (1939).

Ассоциация преобладания высокоарктических фораминифер развита в северной части Баренцева моря, где распространены арктические воды с отрицательной температурой (−1 °С и ниже) и пониженной соленостью. Здесь в течение большей части года развит покров плавучих льдов. Соленость вод в верхнем слое (0–200 м) ниже,

чем в глубинном, вследствие чего развивается соленосная стратификация и на дне возникают застойные явления. Для ассоциации характерны секреционные виды Elphidium clavatum, Islandiella helenae, I. islandica, Cassidulina crassa. и агглютинированные – Adercotryma glomerata, Proteonina atlantica, Reophax curtus. В осадках этого района встречаются полурастворившиеся корродированные известковые раковины, иногда полностью растворившиеся (сохраняется лишь органическая основа). Растворению известковых раковин способствует накопление углекислоты в застойной придонной обстановке. В такой обстановке секреционные фораминиферы способны строить раковины, но после гибели организма их раковины начинают растворяться (Boltovskoy, Wright, 1976).

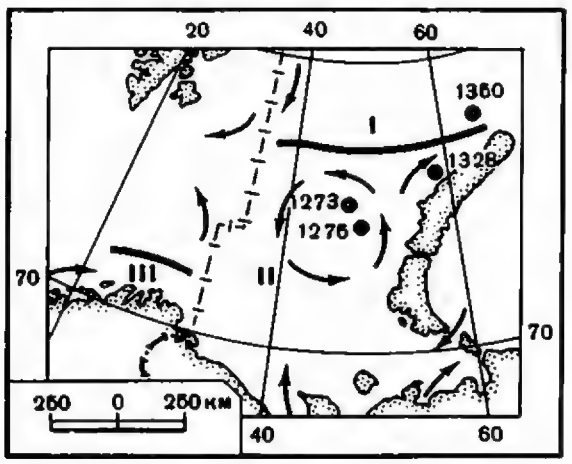



**Рис. 1.** Зоогеографические границы в Баренцевом море
*I* – высокоарктическая ассоциация, *II* – низкоарктическая ассоциация, *III* – бореальная ассоциация. Стрелками указаны направления основных течений

Ассоциация нижнеарктической фауны заселяет бóльшую часть Баренцева моря, где распространены баренцевоморские воды с температурой выше 0 °С (до 4–5 °С), с нормальной морской соленостью. Распространение этой фауны отчетливо связано с характером гидродинамического режима, рельефом дна, глубиной, осадками. В зоне активной вертикальной циркуляции (в районе полярного фронта и в прибрежных районах), где обычно осаждаются песчаные илы с высоким содержанием органического вещества, бентосные фораминиферы многочисленны. Наибольшее значение среди них имеет вид Cibicides lobatulus. Его роль особенно возрастает в прибрежных районах на внутреннем шельфе, где он составляет 80–90%. Характерным элементом фауны внутреннего шельфа являются представители отряда Miliolida.

В зонах, удаленных от полярного фронта, на открытом шельфе фораминиферовые ассоциации отличаются значительно меньшей численностью особей. Здесь на глубинах до 150–220 м в районе распространения алевритово-пелитовых и пелитовых илов, помимо вида Cibicides lobatulus, преобладают Islandiella helenae, I. islandica, I. norcrossi, сопутствуют им Buccella frigida, Elphidium clavatum, E. bartletti, Cassidulina crassa, Nonion barleeanus, Nonionella labradorica. Последние два вида часто становятся ведущими на глубинах свыше 150–200 м в углублениях дна, в области распространения теплых соленых атлантических вод.

Особые условия создаются в центре циклонической зоны, на дне Центральной впадины на глубинах свыше 250–300 м. Здесь развивается неблагоприятный для фауны газовый режим, придонные воды недонасыщены карбонатом кальция, в этих условиях раковины некоторых секреционных видов растворяются. Лучше других сохраняются раковины, принадлежащие видам Islandiella helenae, Elphidium clavatum, Nonionella labradorica, Buccella frigida. Из агглютинирующих видов на дне впадины обитают Adercotryma glomerata, Alveolophragmium karaensis, раковины этих видов хорошо сохраняются в осадках.

Ассоциация с преобладанием бореальных видов занимает юго-западную часть Баренцева моря. В этой части моря гидрологический режим определяется влиянием Норвежского прибрежного течения. Придонные воды здесь отличаются самой высокой для бассейна температурой (5–6 °С) и соленостью (35%). Ассоциация отличается наибольшим видовым разнообразием. Типичные виды: Cibicides refulgens, C. lobatulus, C. rotun-

datus, Cassidulina laevigata, C. akseli, Trifarina fluens, Hyalinea balthica, Uvigerina peregrina, Bolivina sp. В ассоциации часто встречаются раковины планктонных фораминифер, которые составляют 20–25% от общего количества.

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Исследование распространения современных комплексов фораминифер на дне Баренцева моря, характеристика их связи с условиями внешней среды составили основу палеоэкологического анализа фаунистических комплексов в верхнечетвертичных осадках района.

В основании разрезов почти всех изученных колонок лежат плотные пелитовые илы серого цвета с влажностью менее 30%, почти лишенные органического вещества (ниже 0,3%). Эти осадки отнесены нами к *IV горизонту*. Вскрытая мощность осадков горизонта сильно меняется: в Центральной впадине – 50–150 см, в районе Новоземельской возвышенности – меньше 10 см, в северо-восточной части бассейна, у берегов Новой Земли осадки этого горизонта отсутствуют (рис. 2).

Горизонт содержит бедную фауну бентосных фораминифер (рис. 3, 4). Численность раковин очень низкая – менее одного экземпляра в грамме осадка. Всего встречено восемь видов. В ассоциации важную роль играет Elphidium clavatum, меньшую долю составляют Islandiella helenae, I. islandiea, Cassidulina crassa. Все эти виды имеют извест-

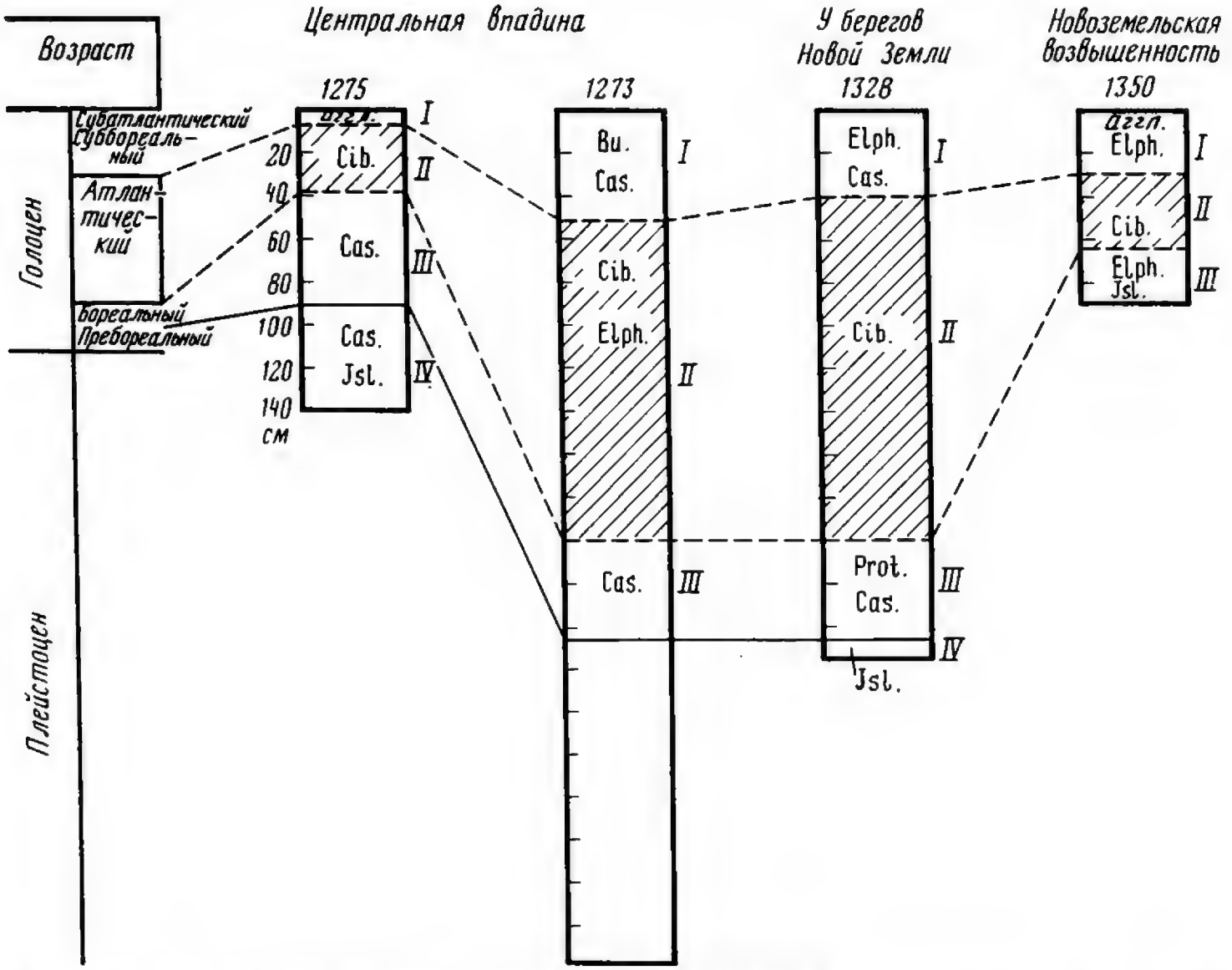



Рис. 2. Корреляция верхнечетвертичных отложений Баренцева моря
Характерные виды фораминифер в комплексах I–IV: аггл. – агглютинирующие формы, Cib. – Cibicidis lobatulus, Cas – Cassidulina crassa, Isl. – Islandiella helenae, Bu – Buccella frigida, Elph. – виды рода Elphidium, Prot. – Protoelphidium orbiculare, заштрихованная часть – горизонт климатического оптимума

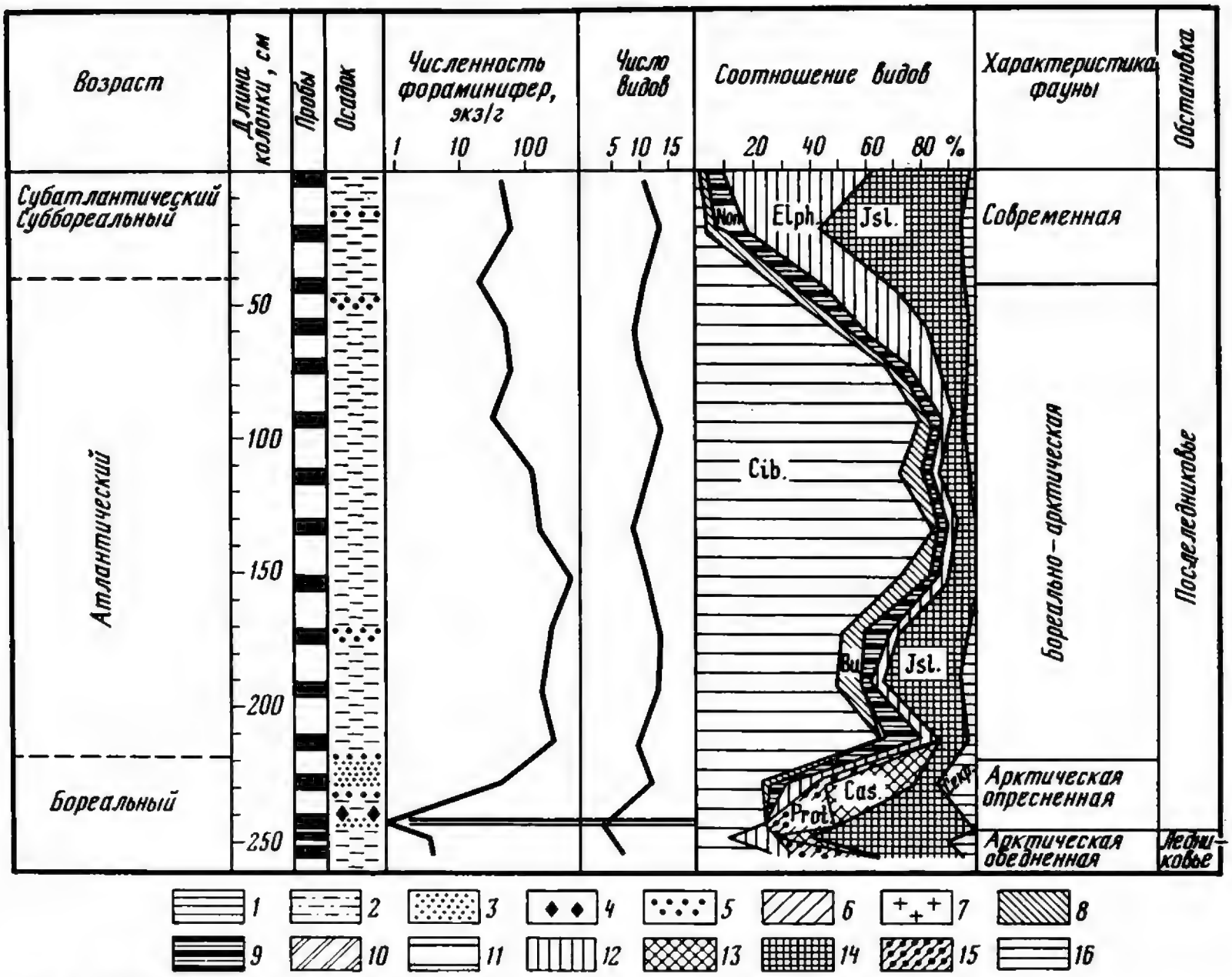



**Рис. 3.** Распределение фораминифер в колонке осадков станции 1328, глубина 91 м
Осадки: *1* — ил глинистый, *2* — ил алевритo-глинистый, *3* — песок, *4* — гравийный материал, *5* — галечный материал. Фораминиферы: *6* —Adercotryma glomerata, *7* — остальные агглютинирующие формы, *8* — Buccella frigida, *9* — Nonionella labradorica, *10* — Nonion barleeanus, *11* — Cibicides lobatulus, *12* — виды рода Elphidium, *13* — Cassidulina crassa, *14* — Islandiella helenae, *15* — Protoelphidium orbiculare, *16* — остальные секреционные виды

ковые раковины. Сохранность раковин часто плохая, многие из них корродированы, особенно в ассоциации Центральной впадины. Здесь, помимо перечисленных секреционных видов, присутствуют раковины агглютинирующего вида Adercotryma glomerata. Отличием фаунистической ассоциации Новоземельской возвышенности является присутствие Protoelphidium orbiculare, мелководного вида, выдерживающего наибольшее опреснение.

Все виды ассоциации IV горизонта представляют морскую фауну высокоарктического типа, которая в настоящее время обитает в Баренцевоморском бассейне значительно севернее, где господствуют холодные арктические воды с отрицательной температурой. Видовой состав фораминифер ассоциации IV горизонта свидетельствует о формировании фауны в различных батиметрических зонах. В центральной части моря фауна развивалась на глубинах нижней сублиторали — верхней батиали, в окраинных частях — в условиях мелководья (менее 50 м) и опреснения.

Плохая сохранность раковин фораминифер IV горизонта может быть связана с переотложением или с растворением раковин. Переотложенные раковины обычно представляют смешанную фауну с различных глубин, разновозрастную. В осадках горизонта найдены раковины только современных видов, обитающих в пределах одной батиметрической зоны. Встречено много корродированных известковых рако-

вин, относительно высоко количество агглютинированных форм. Обычно в современных морских ассоциациях открытого шельфа агглютинирующие фораминиферы представлены меньшим числом экземпляров, чем секреционные. Количественное преобладание агглютинирующих форм и плохая сохранность известковых раковин в захороненной ассоциации свидетельствуют о том, что фауна развивалась в специфических гидрологических условиях, характеризующихся низким содержанием кислорода в придонных водах и недонасыщенностью карбонатом кальция.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что фауна IV горизонта формировалась в бассейне, в котором господствовали холодные арктические воды. Глубина бассейна была меньше, чем в настоящее время, на 50–100 м, в окраинных районах отмечено заметное опреснение вод.

Возраст IV горизонта определить точно не представляется возможным из-за отсутствия радиоуглеродных датировок. Аналогичные осадки на Норвежском шельфе предположительно датируются позднеплейстоценовым временем – вюрмом (Норре, 1970).

Наши выводы согласуются с моделью развития оледенения в Баренцевом море, предложенной Г.Г. Матишовым (1984), который считает, что центрами ледниковых покровов, расстекавшихся на шельф Баренцева моря, были гористые участки архипелагов и материков. Ледники – Шпицбергенский, Новоземельский, Земли Франца-Иосифа – распространились своими периферическими зонами на прилегающие шельфы. В максимальную стадию оледенения – 18–20 тыс. лет назад (л.н.) – соседние ледниковые потоки смыкались и бóльшая часть шельфа покрывалась льдом мощностью до 100 м и более, но в центре баренцевоморского шельфа покровный лед отсутствовал. Отступание ледника началось 12,8–11,8 тыс. л.н.

Над серыми плотными глинистыми илами лежат слоистые глинистые илы розовато-серого и зеленовато-серого цвета III горизонта. В нижней части горизонта у границы с нижележащими плотными осадками наблюдается значительная примесь гравийного и галечного материала. Обогащение каменным материалом приурочено к тонкому слою грубозернистых осадков. Этот слой с гравийным материалом широко прослеживается в Баренцевом море и Норвежско-Гренландском бассейне и маркирует основание послеледниковых отложений (Матишов, 1984; Aarseth et al., 1975). Возраст этой границы в западной части Баренцева моря определяется 8–8,7 тыс. л.н. – бореальный период (Bjorlykke et al., 1978; Elverhoi, Bomstad, 1980). Большинство исследователей (Ruddiman, McIntyre, 1973; Kellogg, 1980) считают, что переход от ледниковой стадии к эпохе потепления проходил быстро. В северной Атлантике эпоха потепления началась 10,5 тыс. л.н. (поздний дриас), в Норвежско-Гренландском бассейне позднее – 9,3–9,8 тыс. л.н., пребореальный – бореальный периоды (Mangerud et al., 1974; Kellogg et al., 1978; Olsson, 1982).

Послеледниковые осадки мягкие, пластичные, их влажность 60–65%, основная часть терригенного материала поступает с прилегающей суши (Кленова, 1960). Во всех исследованных колонках осадки по разрезу почти не меняются, но в разных районах моря они различны. Так, в районе Центральной впадины отложения содержат обильные примазки гидротроилита. Образование этого минерала обычно связывают с застойными придонными водами, дефицитом кислорода и высокими темпами захоронения органического вещества (Котенев и др., 1979). В осадках Новоземельской возвышенности гидротроилит не встречен, здесь илы обогащены мелкоалевритовым материалом, в северной части возвышенности в колонках наблюдается прослой песков с гравием и галькой. Мощность послеледниковых осадков изменяется от 90 до 250 см.

Образование послеледниковых осадков происходило в эпоху потепления в условиях значительной трансгрессии моря (Кленова, 1960; Матишов, 1984). В результате таяния льда в бассейн поступало значительное количество обломочного материала. Наиболее интенсивный вынос продуктов ледниковой эрозии и разнос каменного материала айсбергами происходят в прибрежных районах, где накапливаются более грубые алевритово-песчанистые осадки.

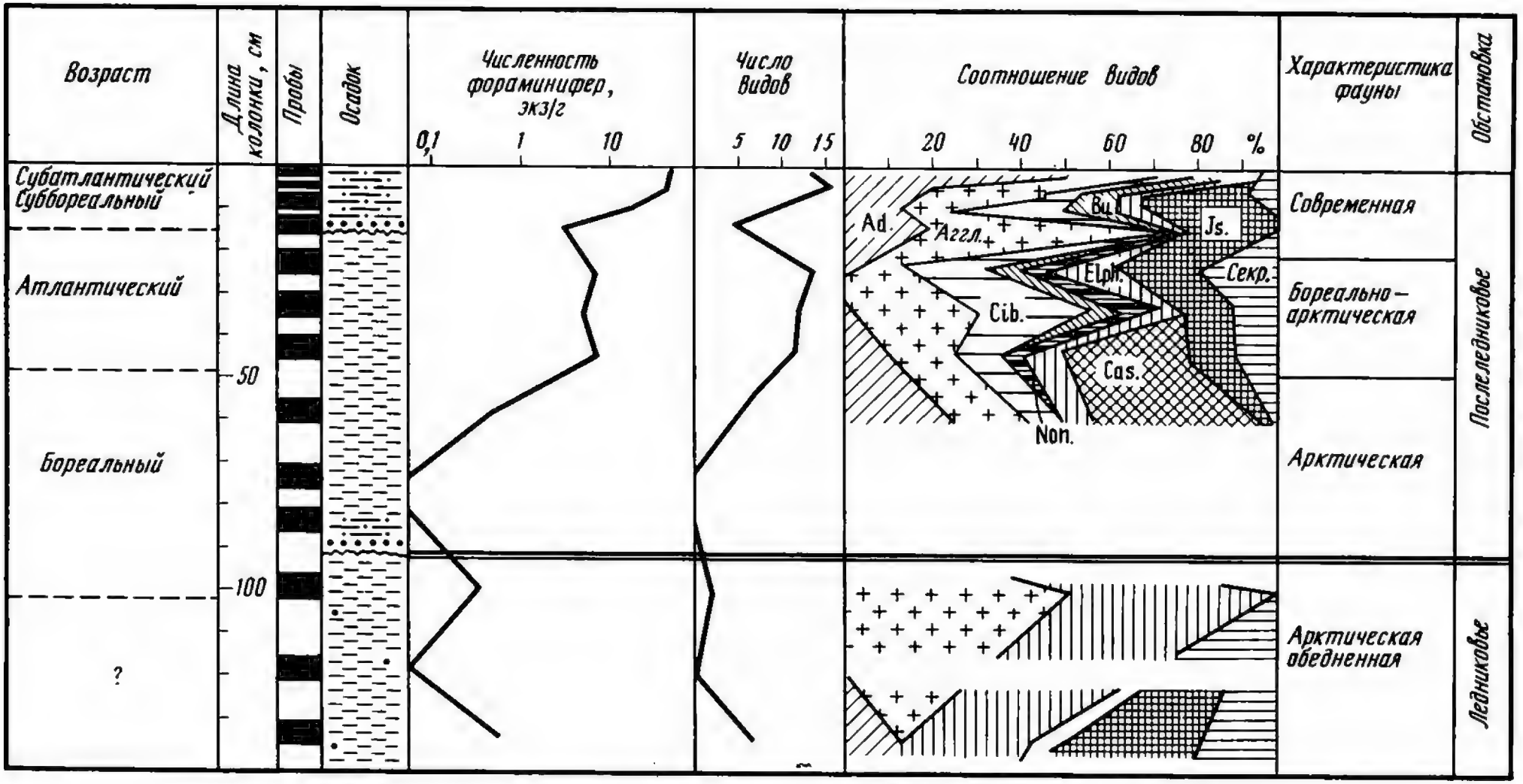



**Рис. 4.** Распределение фораминифер в колонке осадков станции 1275, глубина 329 м
Условные обозначения см. на рис. 3

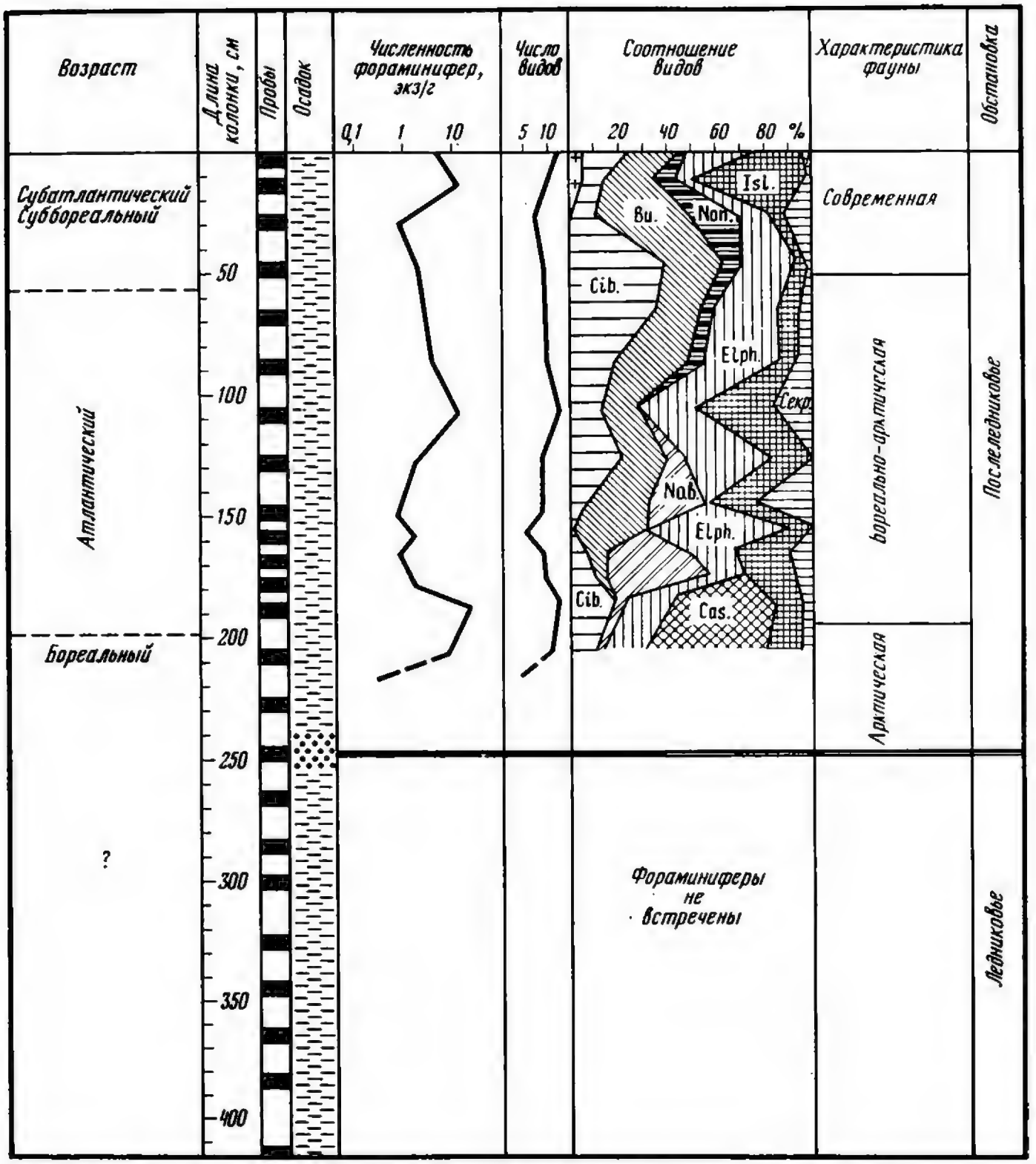



**Рис. 5.** Распределение фораминифер в колонке осадков станции 1273, глубина 313 м
Условные обозначения см. на рис. 3

Ассоциации фораминифер, формирующиеся в эпоху потепления, характеризуются значительным увеличением видового разнообразия и численности раковин по сравнению с комплексом ледниковой эпохи (рис. 3–6). Число видов в пробе увеличивается до 10–13, а численность раковин – до 10 экз/г в районе Центральной впадины и до 100 экз/г в районе Новоземельской возвышенности. Следует отметить, что послеледниковые ассоциации Новоземельской возвышенности не только более многочисленны, но и отличаются от ассоциаций Центральной впадины лучшей сохранностью известковых раковин. В осадках Центральной впадины известковые раковины нередко несут следы коррозии.

Развитие обильной фауны в районе Новоземельской возвышенности обеспечивается поступлением большого количества органического вещества в осадок в условиях активной гидродинамической среды. Однако в районе Центральной впадины и в послеледниковое время все еще сохраняется, хотя и в ослабленном виде, устойчивая стратификация вод, придонные воды здесь недонасыщены $CaCO_3$, поэтому в

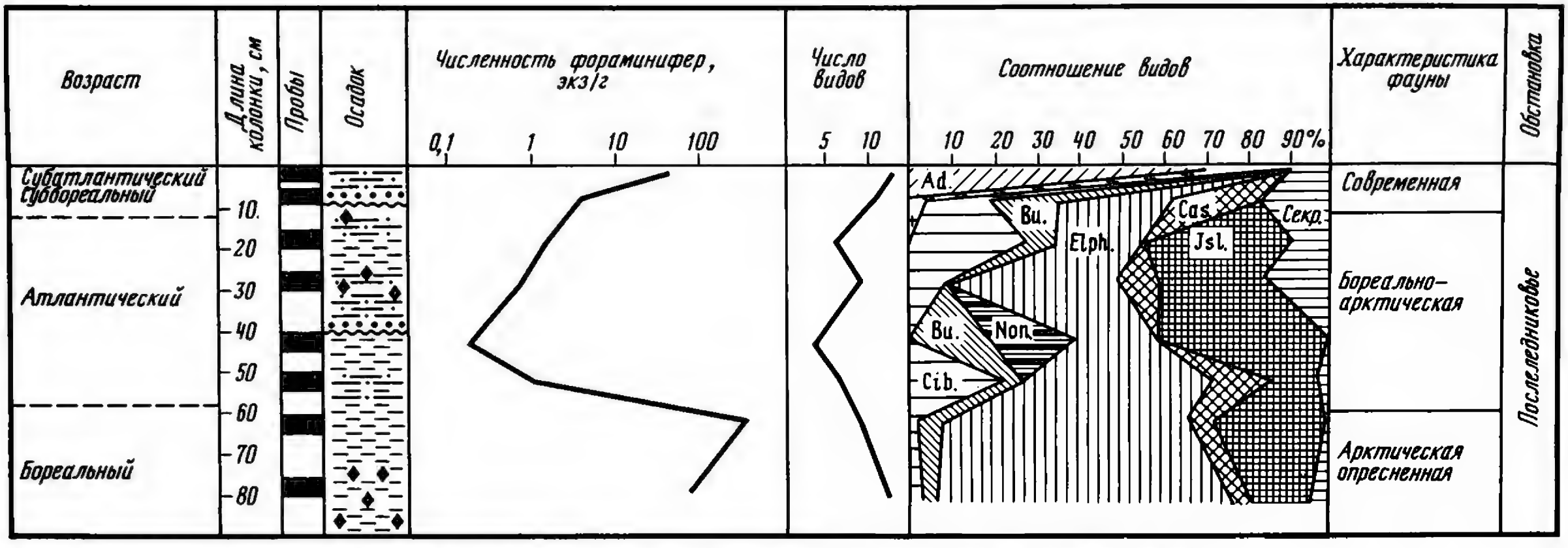



**Рис. 6.** Распределение фораминифер в колонке осадков станции 1350, глубина 140 м
Условные обозначения см. на рис. 3

этом районе численность фораминифер в осадке почти на порядок ниже, чем на Новоземельской возвышенности.

В первую фазу эпохи потепления (*III горизонт*) видовой состав фораминифер сходен с ассоциацией ледникового времени. Преобладают те же высокоарктические виды: Cassidulina crassa, Islandiella helenae, I. islandica, Elphidium clavatum, но роль этой группы видов на большей части Баренцева моря снижается до 50–70% против 95–100% в ассоциации фораминифер ледникового времени. Только в самом северном районе моря (северная часть Новоземельской возвышенности, севернее 77° с.ш.) группа высокоарктических видов остается доминирующей. Наибольшую роль среди них играет Elphidium clavatum. В Центральной впадине, помимо высокоарктических видов, большое значение приобретают Nonion barleeanus, Nonionella labradorica, Cibicides lobatulus – виды, характерные для низкоарктической области. Первые два вида тяготеют к теплым атлантическим водам. На больших глубинах Центральной впадины важную роль играет агглютинирующий вид Adercotryma glomerata. В окраинном районе моря, у берегов Новой Земли, из низкоарктических видов следует отметить Protoelphidium orbiculare, характерный для мелководных бассейнов с пониженной соленостью, и вид Cibicides lobatulus, который является показателем активной гидродинамической обстановки.

Видовой состав фораминиферовой ассоциации III горизонта свидетельствует о поступлении атлантических вод как в Центральную впадину, так и в район Новоземельской возвышенности. В прибрежном мелководном районе, у берегов Новой Земли, воды опреснялись, по-видимому, под влиянием таяния ледниковых покровов.

Мощность осадков III горизонта – 20–40 см.

Во вторую фазу потепления (*II горизонт*) фациальный облик отложений остается таким же, как и в III горизонте. Но в ассоциациях фораминифер наблюдаются резкие изменения. Увеличивается видовое разнообразие и происходит смена видового состава. Ведущую роль приобретает Cibicides lobatulus (30–40%), доля его в прибрежных районах увеличивается до 80–90%. Этот вид в настоящее время обитает на шельфе в активной гидродинамической обстановке при нормальной морской солености. Наряду с Cibicides lobatulus в центральных районах важную роль играют Buccella frigida, Nonion barleeanus, Nonionella labradorica; последние два вида свойственны охлажденным водам атлантического происхождения. Значение видов высокоарктической группы резко снижается, составляя 10–20%, и только на севере Баренцева моря их содержание остается высоким – 40–50%. В центральной части моря и в районе Новоземельской возвышенности среди второстепенных необходимо отметить появление видов, характерных для бореальной области, – Bolivina sp., Trifarina fluens, Astrononion gallowayi, Nonionella auricula, Virgulina loeblichi; их роль в ассоциации невелика – около 3–4%. Только в этом горизонте встречены единичные раковины планктонных фораминифер. Следует отметить, что в составе фауны больших глубин Центральной впадины почти исчезают агглютинирующие виды, становятся редкими корродированные известковые раковины.

Все названные виды принадлежат к низкоарктической группе с элементами бореальной фауны. Ассоциации с аналогичным видовым составом в настоящее время в Баренцевом море обитают значительно южнее района, где были получены исследованные колонки. Формирование II горизонта происходило в то время, когда приток теплых атлантических вод в Баренцево море усиливался и они проникали значительно севернее, чем в настоящее время, что имело место во время атлантического периода – климатического оптимума (Kellogg, 1975).

Возраст верхней части горизонта, соответствующего климатическому оптимуму, в западном районе Баренцева моря оценивается по радиоуглеродным датировкам в 4,3 тыс. лет (Bjorlykke et al., 1978).

Мощность осадков II горизонта изменчива, она колеблется от 30 до 180 см. По-видимому, сокращение мощности горизонта происходит за счет размыва осадков, свидетельством чему являются слои с мелкой галькой, обломками рыхлого песчаника, которые встречаются вблизи верхней границы горизонта.

В пределах *I горизонта* облик осадков незначительно меняется, осадки приобретают бурый оттенок и слегка обогащаются алевритовым материалом. Уменьшается разнообразие бентосных фораминифер (до 10 видов в пробе), и меняется их видовой состав. Резко возрастает относительное содержание видов высокоарктической группы: Elphidium clavatum, Islandiella helenae, I. islandica, Cassidulina crassa, на севере – до 90%, в центральной части моря – до 50%. В пределах Центральной впадины на ее склонах, помимо высокоарктических видов, встречены Nonionella labradorica, Buccella frigida, Cibicides lobatulus (виды нижнеарктической группы), которые составляют до 40%. На дне впадины роль секреционных видов снижается, часто присутствуют их корродированные раковины. Здесь встречена разнообразная агглютинирующая фауна: Adercotryma glomerata, Cribrostomoides subglobosus, Reophax sp., Ammomarginulina sp., Trochammina sp.

Состав фораминифер I горизонта свидетельствует о том, что они развивались в условиях похолодания поверхностных вод и ослабления влияния Атлантического течения. Такие условия установились в Северной Евразии в суббореальный – субатлантический периоды голоцена (Хотинский, 1985).

Мощность осадков I горизонта во всех разрезах относительно постоянная и составляет около 40 см.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе палеоэкологических исследований проведено дробное стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов верхнечетвертичных отложений центральных и окраинных районов восточной части Баренцевоморского бассейна. В разрезе верхнечетвертичных осадков установлено четыре горизонта, связанных со сменой палеогеографической обстановки в бассейне.

Во время первого этапа – гляциации шельфа (IV горизонт – плейстоцен) окраинная часть Баренцева моря была покрыта ледником, центральная часть моря была покрыта многолетним паковым льдом. Существование ледовых покровов, отсутствие связи с Норвежско-Гренландским бассейном привели к значительной стратификации вод в бассейне, что явилось причиной возникновения на дне моря застойных анаэробных условий.

Фораминиферовая ассоциация этого горизонта характеризуется низкой численностью, бедна видами, большинство известковых раковин несет следы растворения. По видовому составу фауна высокоарктического типа. В настоящее время подобная ассоциация обитает значительно севернее, на северо-востоке Баренцева моря, в области распространения холодных арктических вод.

Время отступания ледника и адвекции теплых атлантических вод в Баренцевом море по радиуглеродным датировкам оценивается 8–8,7 тыс. л.н. (бореальный период голоцена). Во время второго этапа голоцена в бассейне активизируется циркуляция вод, глубина бассейна увеличивается.

Фораминиферовые ассоциации эпохи потепления характеризуются увеличением видового разнообразия и численности. В отличие от ледниковой эпохи, когда фораминиферы преимущественно заселяли центральную часть бассейна, в эпоху потепления наибольшая их плотность приходится на окраинные районы, где их численность на порядок выше, чем в центральных районах. Различие в плотности заселения фораминифер центральных и окраинных частей Баренцева моря в эпоху потепления объясняется активной циркуляцией вод в прибрежных районах и слабым вертикальным перемешиванием вод в центральной части моря.

В первую фазу эпохи потепления (III горизонт) фауна носит переходной характер от высокоарктического к низкоарктическому типу.

Ассоциация фораминифер II горизонта принадлежит к низкоарктической группе видов с элементами тепловодной бореальной фауны. Ее видовой состав отражает дальнейшее потепление климата, связанное с усилением притока теплых атлантиче-

ских вод в Баренцевом море (атлантический период голоцена); теплые воды в это время проникали значительно севернее, чем в настоящее время.

Ассоциация I горизонта типично низкоарктическая, в ее составе уже исчезают тепловодные элементы, что свидетельствует о похолодании поверхностных вод и ослаблении влияния Атлантического течения.

## ЛИТЕРАТУРА


*Броцкая В.А., Зенкевич Л.А.* Количественный учет донной фауны Баренцева моря // Тр. ВНИРО. 1939. Т. 4. С. 55–120.

*Бурмистрова И.И.* Современное распределение фораминифер и стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря // Океанология. 1967. Т. 7, № 12. С. 302–309.

*Гудина В.И., Гуськов С.А., Троицкая Т.С., Фурсенко К.Б.* Фораминиферы как индикатор голоценового климатического ритма бореальной и арктической областей СССР // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1985. Вып. 615. С. 52–68.

*Джиноридзе Р.Н.* Диатомеи в донных осадках Баренцева моря // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 41–45.

*Дигас Л.А.* Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участков Гренландско-Норвежского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1969. 27 с.

*Дигас Л.А.* Зоогеографическое районирование Баренцева моря по фораминиферам // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1970. Вып. 6, ч. 2. С. 127–143.

*Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 191 с.

*Замилатская Е.К.* Некоторые вопросы палеоэкологии Центральной впадины в позднем плейстоцене и голоцене // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей". Мурманск, 1985. С. 60–61.

*Иванова Л.В.* Фораминиферы в донных осадках Баренцева моря // Природа и хозяйство севера. 1984. Вып. 12. С. 36–42.

*Каган Л.Я.* Особенности состава диатомей из донных осадков Баренцева моря и Северной Атлантики // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей". Мурманск, 1985. С. 64–65.

*Кириенко Е.А.* Голоценовые комплексы фораминифер из Айс-Фиорда, Шпицберген // Вестн. ЛГУ. 1984. № 6. С. 56–62.

*Кленова М.В.* Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

*Корсун С.А.* Распределение фораминифер в поверхностном слое донных отложений губы Ярышной, Восточный Мурман // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей". Мурманск, 1985. С. 68–69.

*Котенев Б.Н., Виноградова П.С., Горшкова Т.И.* Стратиграфия позднечетвертичных отложений Норвежско-Гренландского бассейна // Тр. ПИНРО. 1979. Вып. 42. С. 129–148.

*Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л.: Недра, 1984. 176 с.

*Поляк Л.В.* Вертикальное распределение фораминифер в осадках окраинных желобов Баренцева–Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: Севморгеология, 1982. С. 19–26.

*Сахарова И.А.* Комплексы фораминифер в донных отложениях юго-западной части Баренцева моря// Тез. докл. Всесоюз. конф. "Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей". Мурманск, 1985. С. 116–117.

*Хотинский Н.А.* Радиоуглеродная хронология природных и антропогенных рубежей и голоцена // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Геохронология четвертичного периода". Таллин, 1985. С. 10.

*Aarseth J., Bjerkli K., Björklund K.R.* et al. Late Quaternary sediments from Korsfjorden western Norway // Sarsia. 1975. Vol. 58. P. 43–66.

*Bjorlykke K., Bue B., Elverhoi A.* Quaternary sediments in the north-western part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bed rock // Sedimentology. 1978. Vol. 25. P. 227–246.

*Boltovskoy E., Wright R.* Recent Foraminifera. The Hague: Junk, 1976. 515 p.

*Elverhoi A., Bomstad K.* Late Weichselian glacial and marine sedimentation in the western, central Barents Sea // Norsk Polarinst. Rapp. 1980. N 3. P. 1–29.

*Feyling-Hanssen R.W., Buzas M.A.* Emendation of Cassidulina and Islandiella helenae, new species // J. Foraminiferal Res. 1976. Vol. 6, N 2. P. 154–158.

*Feyling-Hanssen R.W., Jorgensen J.A., Knudsen K.L., Andersen A.L.* Late Quaternary Foraminifera from Vendsyssei, Denmark and Sandnes, Norway // Bull. Geol. Soc. Denm. 1971. Vol. 21. P. 317.

*Hoppe G.* The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe // Acta Geogr. 1970. Vol. 24. P. 205–215.

*Kellogg T.B.* Late Quaternary climatic changes in the Norwegien and Greenland Seas // Climate of Arctic. Fairbanks: Univ. Alaska press, 1975. P. 3–36.

*Kellogg T.B.* Paleoclimatology and paleooceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts // Boreas. 1980. Vol. 9, N 2. P. 115–137.

*Kellogg T.B., Duplessy J.C., Shackleton N.J.* Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores // Ibid. 1978. Vol. 7, N 1. P. 61–73.

*Knudsen K.L.* Foraminifers: The Pleistocene-Holocene boundary in south-western Sweden // Sver. geol. unders. C. 1982. N 794. P. 148–177.

*Loeblich A.R., Tappan H.* Studies of arctic foraminifera // Smithsonian Misc. Coll. 1953. Vol. 121, N 7. P. 1–150.

*Mangerud J.S.T., Andersen B.T., Berglund B.E., Donner J.J.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // Boreas, 1974. Vol. 3, N 3. P. 109–126.

*Nagy J.* Foraminifera in some bottom samples from shallow waters in West Spitsbergen // Norsk Polarinst. Arb. 1965. P. 109–125.

*Olsson J.* Radiocarbon dating // Sver. geol. unders. C. 1982. N 794. P. 243–252.

*Ostby K.L., Nagy J.* Foraminiferal distribution in the western Barents Sea, Recent and Quaternary // Polar Res. 1982. N 1. P. 53–95.

*Ruddiman W.E., McIntyre A.* Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the Norh Atlantic // Quatern. Res. 1973. Vol. 3, N 1. P. 117–130.

ABSTRACT

Late Quaternary palaeoecological environments in the Barents Sea have been reconstructed based on foraminiferal fauna analysis; detailed stratigrapic division and correlation of Upper Quaternary of central and marginal sea areas have been conducted.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.78 + 550.384
(479.22 + 477.74)

М.А. ПЕВЗНЕР

# ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ КУЯЛЬНИКА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

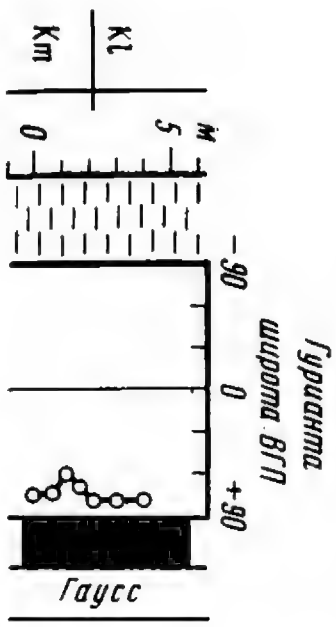
Палеомагнитные исследования отложений плиоцена Причерноморья проводятся уже более 20 лет. Однако до последнего времени среди специалистов-палеомагнитологов нет единого мнения о соотношении магнитостратиграфического разреза плиоцена этой области с магнитохронологической шкалой. В настоящей работе делается попытка объяснить, почему в разных работах куяльник занимает различное положение в магнитохронологической шкале, и приводятся палеомагнитные данные для стратотипических разрезов этого региояруса: Крыжановка (лектостратотип куяльника), Поквеши (гипостратотип куяльника), Цихисперди (стратотип эгриса), Гурианта (стратотип границ эгриса).

Впервые данные о знаке намагниченности отложений понта, киммерия и куяльника Северного Причерноморья были опубликованы в работе А.Н. Третяка (1967). Наиболее полные исследования плиоценовых отложений были проведены В.А. Зубаковым и В.В. Кочегурой (1971, 1974) в Гурии и на Таманском полуострове. Ими был составлен предварительный магнитостратиграфический разрез киммерия, куяльника, гурия и чауды и проведено его сопоставление с магнитохронологической шкалой. Детальные палеомагнитные исследования отложений Гурии (Западная Грузия) были проведены саратовскими палеомагнитологами (Гришанов и др., 1983; Еремин и др., 1983), а отложений плиоцена Керченского полуострова – нами (Семененко, Певзнер, 1979).

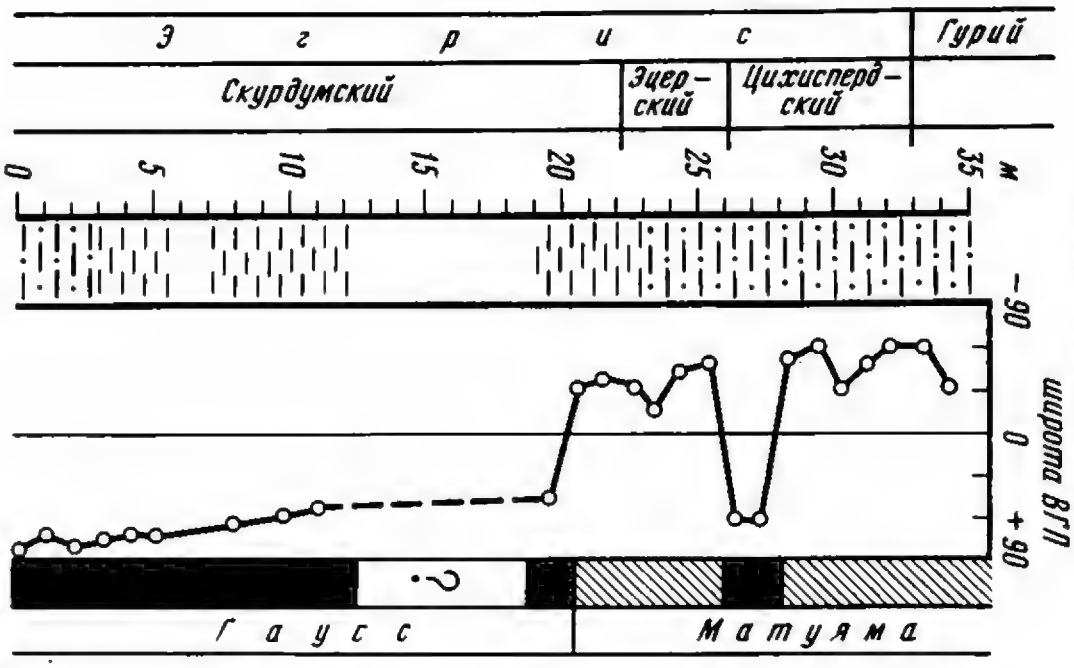
Наиболее полный разрез куяльника Северного Причерноморья был изучен по керну двух скважин (15 и 324), пробуренных в северо-западной части Керченского полуострова в Чегерчинской мульде (Семененко, Певзнер, 1979). В скв. 15 (рис. 1) нижняя граница куяльника проведена на отметке 195 м, где наблюдается смена некарбонатных глин киммерия на карбонатные глины куяльника. На этом же рубеже фиксируется резкое изменение величин естественной остаточной намагниченности (In). Бескарбонатные глины и алевриты киммерия, включая и нижнюю фаунистически охарактеризованную часть разреза, имеют средние величины In (20–30) $\times 10^{-6}$ ед. СГС, а вышележащие карбонатные глины и алевриты куяльника – (2–3) $\times 10^{-6}$ ед. СГС.

Собственно куяльник представлен здесь лишь своей нижней частью, а в состав верхнего куяльника включены таманские (150–130 м) и тюп-джанкойские слои (130–110 м). Вышележащую толщу глин (110–70 м) со своеобразной фауной моллюсков В.Н. Семененко вслед за А.Г. Эберзиным (1940) условно отнес к гурию, хотя типично гурийских форм здесь не было встречено (Семененко, Певзнер, 1979; Семененко, 1987). Из изложенного следует, что объем верхнего куяльника в этом разрезе нельзя считать полностью установленным, тем более что А.Г. Эберзин (1940) к гурию относил и тюп-джанкойские слои.

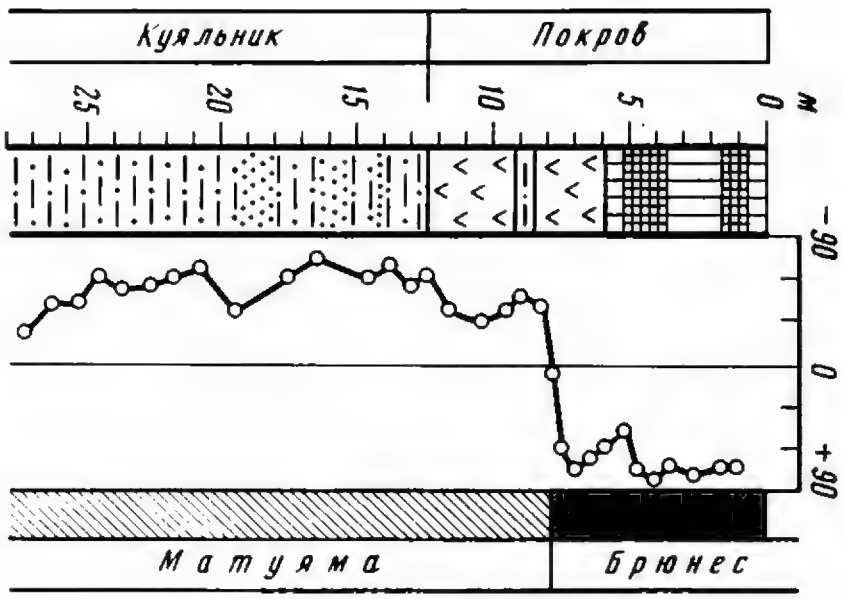
Вывод о соответствии прямо намагниченных отложений нижнего куяльника эпохе Гаусс был сделан на основании того, что в Прикаспии граница эпох Гаусс–Матуяма фиксируется в отложениях среднего акчагыла, и поэтому логично предположить, что таманские слои с акчагыльской фауной моллюсков, обратно намагниченные, образовались в начале эпохи Матуяма, а отложения, лежащие ниже и намагниченные прямо, – в эпоху




Гуриани



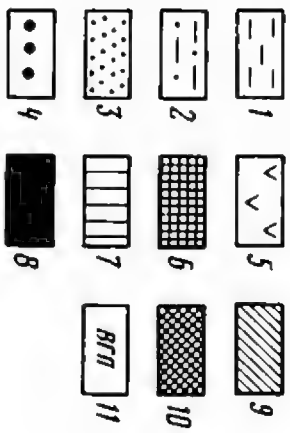

Цихисперди

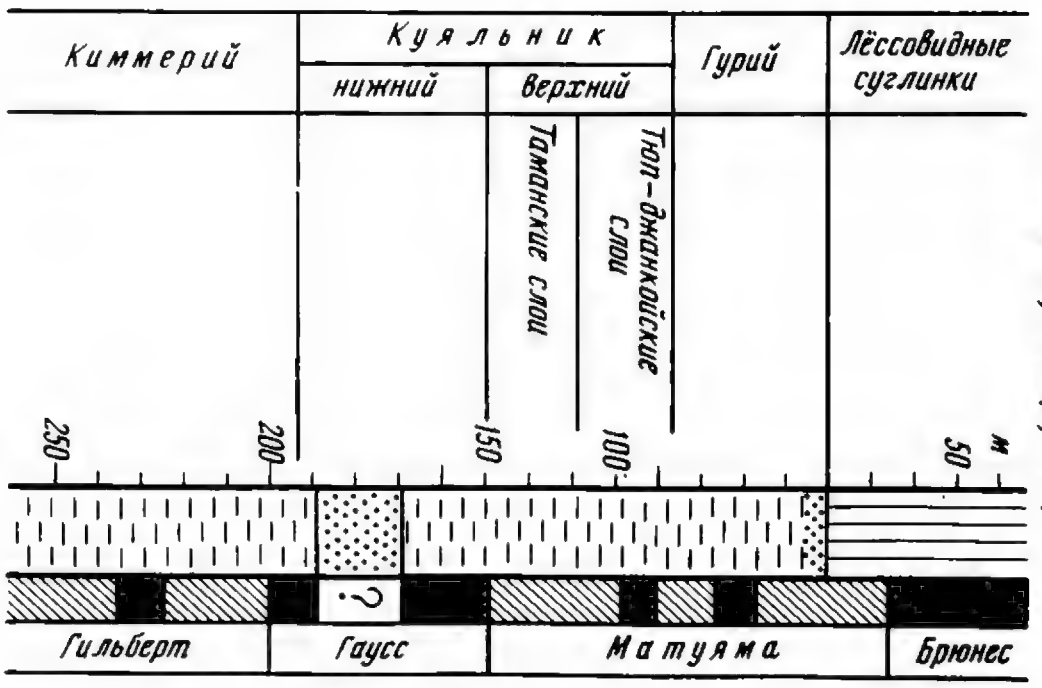



Крыжановка




Похвеши




Скв. 15
(Семененко, Левзнер, 1979)

**Рис. 1.** Палеомагнитная характеристика отложений куяльника
*1* – глина, *2* – песчанистая глина (алеврит), *3* – песок, *4* – конгломерат, *5* – ископаемая красно-бурая почва, *6* – гумусовый горизонт, *7* – лёссовидный суглинок. Намагниченность: *8* – прямая, *9* – обратная, *10* – знакопеременная, *11* – виртуальный геомагнитный полюс

Гаусс. Две зоны прямой полярности, установленные в тюп-джанкойских и гурийских слоях, сопоставлены с эпизодами Олдувей и Гилса.

Таким образом, в данном разрезе нижняя граница куяльника проходит в самом начале эпохи Гаусс, а его верхняя граница – между эпизодами Олдувей и Гилса.

### РАЗРЕЗ КРЫЖАНОВКА

Куяльник района г. Одессы был изучен нами в 1971 г. в его лектостратотипе у с. Крыжановка. Здесь в береговом обрыве обнажены лиманные и лиманно-дельтовые отложения куяльника, которые перекрываются покровной толщей, имеющей мощность в этом районе 10–12 м. Видимая мощность куяльницких отложений 14–15 м. Самая нижняя часть разреза (5,5 м) сложена зеленовато-серыми плотными горизонтальнослоистыми песчанистыми глинами. Выше залегает 6-метровая пачка также песчанистых глин, но в этой пачке глины более темные, слегка коричневатые и местами ожелезненные. Вся эта глинистая часть разреза относится к нижнему куяльнику района г. Одессы. На отложениях нижнего куяльника в этом обнажении залегает 5–6-метровая пачка верхнего куяльника, представленная в основном горизонтальнослоистыми, а местами косослоистыми песками и глинистыми песками. Эта пачка перекрывается толщей покрывных отложений, наиболее полный разрез которой был изучен несколько восточнее Крыжановского оврага. Нижняя часть покровной толщи сложена мощным (6–7 м) комплексом красно-бурых ископаемых почв. Этот педокомплекс разделяется на два–четыре почвенных горизонта зеленовато-коричневатыми глинистыми песками. Красно-бурая пачка лежит на размытой поверхности верхнего куяльника и перекрывается 6-метровой толщей лёссовидных суглинков с двумя слабо выраженными гумусовыми горизонтами.

Образцы для палеомагнитного анализа были отобраны как из отложений куяльника, так и из покровной толщи. Лиманные и лиманно-дельтовые отложения имеют величины In, равные $(0{,}2–0{,}6) \times 10^{-6}$ ед. СГС. Покровные отложения обладают значительно бо́льшими величинами In – $(3{,}3–44) \times 10^{-6}$ ед. СГС.

В результате проведенных исследований было установлено, что все отложения куяльника и низов (нижние 4,5 м) покровной толщи обладают обратной намагниченностью (см. рис. 1), а вышележащие отложения покровной толщи – прямой [1].

Таким образом, отложения куяльника в его лектостратотипе обладают обратной намагниченностью, которая образовалась во время эпохи обратной полярности Матуяма. В пользу такого утверждения свидетельствует анализ остатков солоноватоводных и пресноводных моллюсков, содержащихся в отложениях куяльника разреза Крыжановка. Г.И. Попова (1962) сопоставляет отложения верхнего куяльника района Одессы с самыми верхами акчагыла. А последние сформировались в эпоху обратной полярности Матуяма.

Сравнивая палеомагнитные данные, полученные для куяльника на Керченском полуострове, с палеомагнитной характеристикой с. Крыжановка, можно заключить, что последний соответствует только верхней части куяльника Керченского полуострова – таманским слоям.

Впервые палеомагнитные исследования разреза Крыжановка были проведены А.Н. Третяком (1967). Им было установлено, что граница обратно и прямо намагниченных пород совпадает с верхней границей лиманно-дельтовых отложений. Однако в более поздней работе (Третяк, Волок, 1974) палеомагнитная характеристика этого раз-

[1] На рис. 1 широты виртуального геомагнитного полюса приведены по образцам, прошедшим термомагнитную чистку при температуре 220° С.

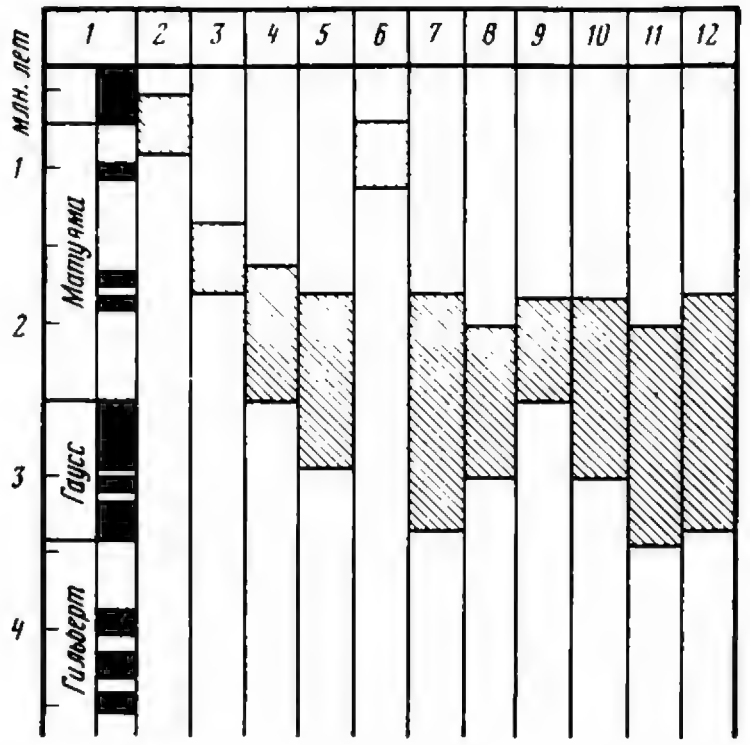



**Рис. 2.** Положение куяльника в магнитохронологической шкале по разным авторам
*1* – магнитохронологическая шкала; *2* – Третяк, 1967; *3* – Третяк, Волок, 1974; *4* – Зубаков, Кочегура, 1971; *5* – Зубаков, Кочегура, 1974; *6* – Третяк, Волок, 1976; *7* – Семененко, Певзнер, 1979; *8* – Зубаков, Борзенкова, 1983; *9* – Гришанов и др., 1983; Еремин и др., 1983; *10* – Молостовский, 1983; *11* – Молостовский, Храмов, 1984; *12* – наст. работа

реза полностью совпадает с нашей, но представления о положении куяльника в магнитохронологической шкале значительно расходятся с нашими представлениями.

В работе 1967 г. А.Н. Третяк к нижнему куяльнику относил лиманно-дельтовые отложения этого разреза и сопоставлял их с концом эпохи Матуяма, а к верхнему куяльнику относил низы покровной толщи и сопоставлял их с началом эпохи Брюнес (рис. 2). В работе А.Н. Третяка и З.Е. Волок (1974) к куяльнику относятся только низы лиманно-дельтовых отложений (нижний куяльник Одесского района), а отложения верхнего куяльника и обратно намагниченные отложения покровной толщи относятся к гурию. Куяльник в таком объеме в этой работе сопоставляется со средней частью эпохи Матуяма: его нижняя граница помещается между эпизодами Олдувей и Гилса, верхняя – между эпизодами Гилса и Харамильо.

## РАЗРЕЗЫ ЦИХИСПЕРДИ И ГУРИАНТА

Разрез куяльника в Гурии (Западная Грузия), находящийся в с. Цихисперди, был описан Л.Ш. Давиташвили (1932) и в последующие годы изучался многими исследователями (Тактакишвили, 1984). Этот разрез был предложен в качестве стратотипа эгрисского яруса – новой стратиграфической единицы плиоцена Западной Грузии (Тактакишвили, 1987а). И.Г. Тактакишвили (1978в) в эгрисе выделил три горизонта: нижний (скурдумский) со смешанной киммерийско-кульницкой фауной моллюсков, средний (эцерский), где перешедшие из киммерия формы имеют подчиненную роль, и верхний (цихиспердский), переполненный раковинами дрейссен. Разрез Цихисперди, а также разрез Гурианта, предложенный в качестве стратотипа границ эгрисского яруса (Тактакишвили, 1978б), мы посетили совместно с В.Н Семененко и И.Г. Тактакишвили летом 1987 г. Разрез Гурианта находится в нескольких километрах южнее с. Цихисперди в довольно грубоком ущелье р. Цина-геле, правого притока р. Скурдуми.

Образцы для палеомагнитного анализа были отобраны из всех трех горизонтов эгриса и низов гурия (хварбетский горизонт – пиргуло-микромелланиевые слои) разреза Цихисперди. Контакт киммерия с эгрисом был изучен в разрезе Гурианта. Глины и алевриты киммерия, эгриса и гурия в этих разрезах являются сильномагнитными. Величины In отложений разреза Цихисперди составляют (150–3100) $\times 10^{-6}$ ед. СГС при средних значениях 370 $\times 10^{-6}$ ед. СГС. Величины In отложений киммерия и эгриса разреза Гурианта близки и составляют (280–550) $\times 10^{-6}$ ед. СГС при средних значениях In 440 $\times 10^{-6}$ ед. СГС. В результате проведенных исследований было установлено, что

отложения верхов киммерия и низов эгриса в разрезе Гурианта относятся к единой зоне прямой полярности. Прямая намагниченность была установлена также для отложений скурдумского и самых низов цихиспердского горизонтов в разрезе Цихинсперди. Зона прямой полярности, зафиксированная в верхах киммерия и низах эгриса, сопоставляется с эпохой Гаусс. Верхняя граница этой эпохи практически совпадает с границей скурдумского и эцерского горизонтов, а ее нижнюю границу установить не удалось. Горизонт прямой полярности в низах цихиспердского горизонта сопоставляется с эпизодом Олдувей.

**РАЗРЕЗ ПОКВЕШИ**

Разрез отложений киммерия и куяльника, расположенный по левому берегу р. Галидзга между селами Поквеши и Охуре, является гипостратотипом куяльника (Стратотипы..., 1975) и изучался многими специалистами. Однако до последнего времени идут споры об объеме киммерия и куяльника в этом разрезе. Одни считают, что киммерий представлен в полном объеме, другие полагают, что он здесь обнажается лишь своей верхней частью.

Противоречивы данные и об объеме куяльника. По мнению некоторых специалистов, куяльник здесь представлен в полном объеме и равен куяльнику (эгрису) Гурии; другие полагают, что здесь обнажаются только низы куяльника, а третьи считают, что в этом обнажении куяльник представлен только своей средней частью.

Соответственно разные точки зрения высказываются и по вопросу соотношения киммерия и куяльника в разрезе Поквеши. Некоторые авторы говорят о совершенно согласном залегании куяльника на киммерии, другие же предполагают перерыв между этими стратонами. Подробно все эти вопросы рассматриваются в работе И.Г. Тактакишвили (1984).

Палеомагнитные исследования этого обнажения были проведены в 1977 г. Образцы были отобраны из глинисто-песчанистых отложений верхов киммерия (верхние 4 м) и нижних 5,7 м куяльника (см. рис. 1). Отложения киммерия и куяльника имеют близкие величины остаточной намагниченности. Для киммерия они составляют (5,4–42) $\times$ $\times 10^{-6}$ ед. СГС при средних значениях 27 $\times 10^{-6}$ ед. СГС, а для куяльника – (5,6–40) $\times$ $\times 10^{-6}$ ед. СГС при средних значениях 19 $\times 10^{-6}$ ед. СГС.

Интерпретация палеомагнитных данных разреза Поквеши, т.е. привязка его магнитостратиграфического разреза к магнитохронологической шкале, не может быть однозначной. Это связано, с одной стороны, с довольно сложным характером намагниченности пород разреза, а с другой – с отсутствием единой точки зрения на взаимоотношение киммерия и куяльника этого разреза.

Не вызывают сомнения обратная намагниченность нижней части разреза киммерия и прямая намагниченность верхней части куяльника. Характер же намагниченности низов куяльника и верхов киммерия позволяет предположить два варианта интепретации.

Можно выделить зону прямой полярности на контакте киммерий–куяльник и зону обратной полярности выше по разрезу, а можно предположить, что весь этот интервал разреза отвечает переходу от зоны обратной полярности низов разреза к зоне прямой полярности его верхов. Если в данном разрезе фиксируется зона перехода, то граница киммерий–куяльник совпадает с границей эпох Гильберт–Гаусс. Если же на границе этих стратонов выделять самостоятельную зону прямой полярности, то она может отвечать началу эпохи Гаусс, и в этом случае граница киммерий–куяльник будет проходить в начале эпохи Гаусс. Но если предположить, что из разреза выпадает значительная часть низов куяльника, то эта зона прямой полярности может соответствовать уже не началу, а концу эпохи Гаусс, а зона прямой полярности верхов разреза куяльника –эпизоду Олдувей. В этом случае в разрезе куяльника Поквеши следует признать наличие самых верхов скурдумского горизонта (зона прямой полярности на границе с киммерием), эцерского горизонта (зона обратной полярности) и низов цихиспердского горизонта (зона прямой полярности верхов разреза). Сейчас трудно отдать предпочте-

ние какому-либо из вариантов интерпретации магнитостратиграфического разреза. Однако вывод о том, что и в этом разрезе верхняя граница киммерия близка границе эпох Гильберт–Гаусс, может быть сделан при любом из рассмотренных вариантов интерпретации, но при условии, что из разреза не выпадают самые верхи киммерия.

Подводя итог всему изложенному выше, можно заключить, что куяльник (эгрис) Западной Грузии по объему равен куяльнику Северного Причерноморья. Нижняя граница куяльника близка по возрасту границе эпох Гильберт–Гаусс, а верхняя граница его может быть помещена между эпизодами Олдувей и Гилса.

Однако, как указывалось выше, такой точки зрения придерживаются далеко не все специалисты, занимающиеся палеомагнитными исследованиями куяльника. Рис. 2 иллюстрирует мнения различных исследователей о положении куяльника в магнитохронологической шкале. Как показал анализ литературных данных, эти расхождения могут быть объяснены в большинстве случаев разным пониманием стратиграфического объема куяльника.

В.А. Зубаков и В.В. Кочегура (1971), впервые использовавшие палеомагнитный метод для изучения отложений плиоцена Западной Грузии, верхнюю границу куяльника помещали выше эпизода Гилса, а его нижнюю границу проводили по границе эпох Гаусс–Матуяма. В этой работе к куяльнику они относили только эцерский и цихиспердский горизонты. В работе 1974 г. эти авторы объем куяльника стали принимать шире (рис. 3). Нижнюю границу куяльника они стали проводить внутри скурдумского горизонта, и это привело их к выводу, что нижняя граница куяльника проходит в средней части эпохи Гаусс. К куяльнику в этой работе отнесены и пиргуло-микромелланиевые слои – мерийский горизонт по В.А. Зубакову и В.В. Кочегуре (1974) или хварбетский горизонт по И.Г. Тактакишвили (1984). Однако, увеличив объем верхнего куяльника по сравнению с таковым в работе 1971 г., его верхнюю границу они поместили между эпизодами Олдувей и Гилса.

А.Н. Гришанов и др. (1983) нижнюю границу куяльника проводят по границе эпох Гаусс–Матуяма, а верхнюю помещают между эпизодами Олдувей и Гилса. Такое положение куяльника в магнитохронологической шкале объясняется тем, что под куяльником в этой работе понимается только эцерский горизонт. Скурдумский же горизонт относится к киммерию, а цихиспердский – к гурию. Авторы этой работы указывают, что горизонт прямой полярности, сопоставляемый с эпизодом Гилса, выявлен в низах гурия, а зона прямой полярности, сопоставляемая с эпизодом Олдувей, "тяготеет к самым верхам куяльника и фиксируется близ подошвы дрейссеновых слоев" (Там же. С. 23). И второе, на что хочется обратить внимание. Авторами рассматриваемой работы был изучен эгрис в разрезе Гурианта. Они указывают, что нижняя часть эгриса (скурдумский горизонт) в этом разрезе намагничена прямо, а верхние два горизонта – обратно. "Таким образом по сочетанию *r* - и *n*-зон (верхи Гаусс и низы Матуяма) отложения, отнесенные к эгрису, отвечают, по существу, куяльнику Азовского района" (Там же. С. 28).

Из изложенного следует, что различными исследователями в разных разрезах Западной Грузии получена аналогичная характеристика для отложений куяльника. Граница эпох Гаусс–Матуяма фиксируется вблизи границы скурдумского и эцерского горизонтов, а эпизод Олдувей – вблизи подошвы цихиспердского горизонта. Таким образом, принимая куяльник в широком смысле (Стратиграфия..., 1986), можно заключить, что его нижняя граница близка границе эпох Гильберт–Гаусс, а верхняя может быть проведена между эпизодами Олдувей и Гилса.

Коротко коснемся вопроса о сопоставлении куяльника со стратиграфическими подразделениями плиоцена Прикаспия.

Нижняя граница акчагыла близка границе эпох Гильберт–Гаусс. В Туркмении граница этих эпох совпадает с подошвой акчагыла, а в Азербайждане она фиксируется в верхах продуктивной толщи. Таким образом, нижняя граница куяльника практически совпадает с нижней границей акчагыла. Граница эпох Гаусс–Матуяма в Прикаспии фиксируется в отложениях среднего акчагыла. Из этого следует, что скурдумский горизонт

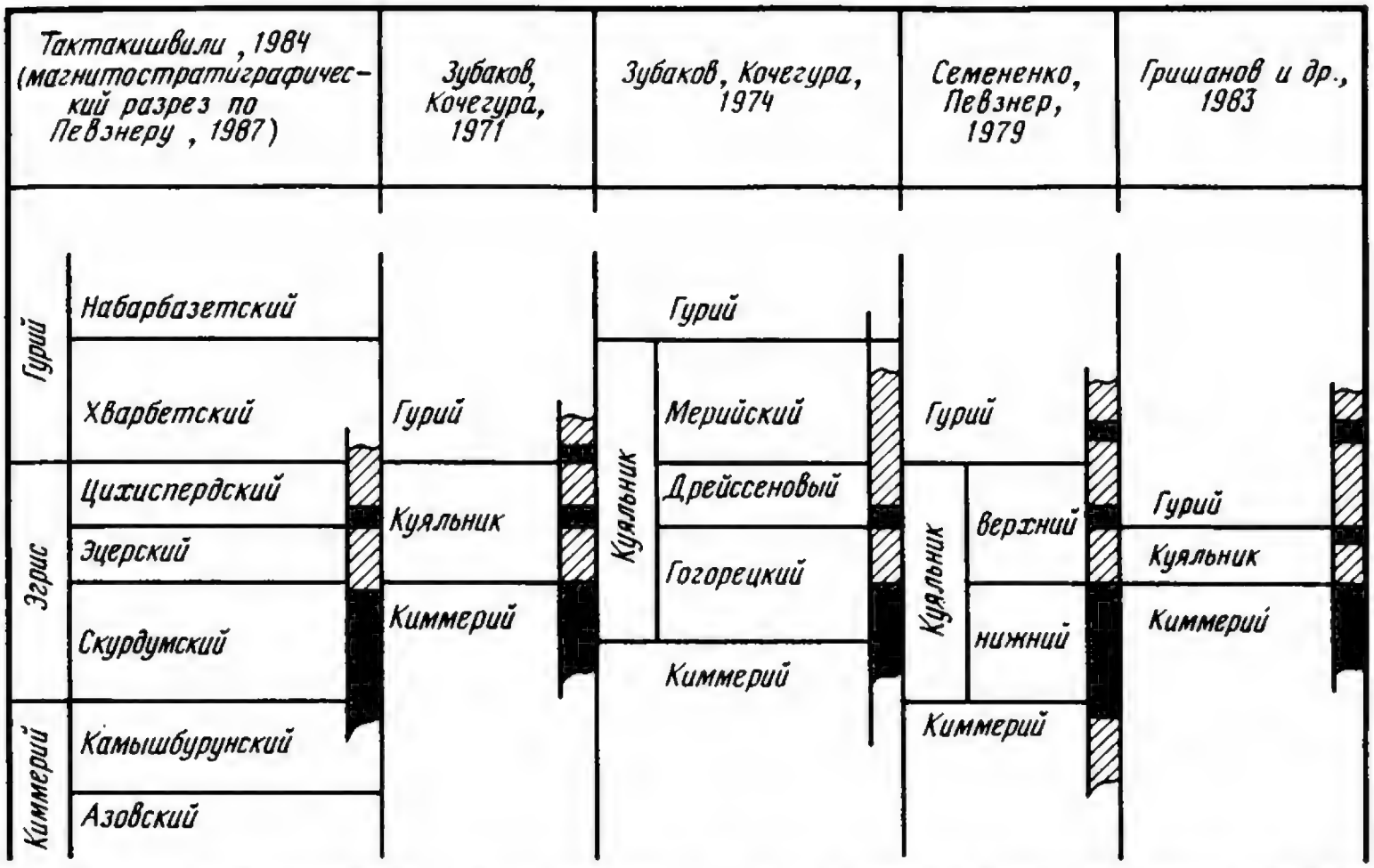



**Рис. 3.** Стратиграфический объем и палеомагнитная характеристика куяльника по разным авторам

куяльника соответствует нижней половине акчагыла. Граница акчагыл–апшерон в магнитохронологической шкале занимает более низкое положение по сравнению с верхней границей куяльника. Она располагается ниже эпизода Олдувей. А это значит, что куяльник по стратиграфическому объему несколько шире акчагыла – он охватывает весь акчагыл и низы апшерона.

## ЛИТЕРАТУРА

*Гришанов А.Н., Еремин В.Н., Имнадзе З.А.* и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1983. № 52. С. 18–28.

*Давиташвили Л.Ш.* Cardiidae куяльницких отложений Гурии // Вестн. Музея Грузии. Тбилиси. 1932. Т. VII. С. 105–120.

*Еремин В.Н., Имнадзе З.А., Китовани Т.Г.* и др. Новые данные о положении границы между плиоценом и плейстоценом в Гурии // Сообщ. АН ГССР. 1983. Т. 109, № 2. С. 333–336.

*Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 216 с.

*Зубаков В.А., Кочекура В.В.* Предварительное магнитостратиграфическое расчленение опорных разрезов плио-плейстоцена Черноморского побережья Кавказа // Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Изд-во Геогр. о-ва, 1971. С. 263–273.

*Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Восточное Причерноморье // Геохронология СССР. Л: Недра, 1974. С. 101–111.

*Молостовский Э.А.* Новые данные по палеомагнитной шкале СССР и некоторые общие вопросы магнитостратиграфии // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. С. 143–161.

*Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблема магнитостратиграфии // 27-й Междунар. геол. конгресс. Стратиграфия. Секция С. 01. М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 16–23.

*Попов Г.И.* О соотношении континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока Европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1962. № 20. С. 92–97.

*Самененко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена. Киев: Наук. думка, 1987. 230 с.
*Семененко В.Н., Певзнер М.А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 419 с.
Стратотипы ярусов Средиземноморья. Братислава: Комитет по стратиграфии неогена Средиземноморья, 1975. Т. 2. 364 с.
*Тактакишвили И.Г.* Эгрисский ярус – новая стратиграфическая единица плиоцена Западной Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1978а. Т. 90, № 3. С. 737–738.
*Тактакишвили И.Г.* Стратотип стратиграфических границ эгрисского яруса (плиоцена) // Сообщ. АН ГССР. 1978б. Т. 91, № 1. С. 193–196.
*Тактакишвили И.Г.* Стратиграфическое деление эгрисского яруса (плиоцена) // Сообщ. АН ГССР. 1978в. Т. 91, № 2. С. 497–500.
*Тактакишвили И.Г.* Биостратиграфия плиоцена Западной Грузин. Тбилиси: Мицниереба, 1984. 136 с.
*Третяк А.Н.* Палеомагнетизм позднетретичных и четвертичных отложений УССР // Геофиз. сборник. Киев: Наук. думка, 1967. Вып. 21. С. 73–81.
*Третяк А.Н., Волок З.И.* Опыт палеомагнитной стратификации плиоцен-четвертичных отложений на территории УССР // Геофиз. сборник. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 54. С. 50–55.
*Третяк А.Н., Волок З.И.* Макет региональной магнитостратиграфической шкалы плиоцен-четвертичных отложений Украинской ССР и сопредельных территорий // Геофиз. сборник. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 74. С. 75–80.
*Эберзин А.Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неогеновая система. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 477–566.

ABSTRACT

The paper presents palaeomagnetic data for Kujalnik reference sections – Kryzhanovka (Kujalnik lektostratotype), Pokweshi (Kujalnik hypostatotype), Tsikhisperdi (Egris stratotype), Gurianta (Egris boundary stratotype). The conclusion has been drawn that the volume of Kujalnik (Egris) Western Georgia equals to that of Kujalnik in the Northern Black Sea region. The lower Kujalnik boundary is close to Gilbert–Gauss one, whereas the upper boundary may be drawn between the Olduvai and Gils events Existence of controversial veiwpoints concerning the Kujalnik position in the magnetochronological scale may be accounted for by different understanding of its stratigraphic volume.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

УДК 551.7

И.В. НИКОЛАЕВА, В.А. ПАНЫЧЕВ, Л.А. ОРЛОВА

# РЕПЕРНЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Последнее оледенение первоначально рассматривалось в качестве единого хронологического интервала. И только в начале 20-х годов, когда развернулась оживленная дискуссия по поводу применения астрономической теории Миланковича для разработки детальной хронологии плейстоцена, появились геохронологические схемы, предусматривающие расчленение "единого" вюрма на два оледенения, разделенные межстадиальной эпохой.

Для территории Сибири аналогичная схема была впервые разработана В.Н. Саксом (1953). Согласно предложенной им схеме, последняя ледниковая эпоха разделялась на три региональные хроностратиграфические единицы, соответствующие зырянскому и сартанскому оледенениям и каргинскому интерстадиалу. Этой схемы придерживались вплоть до 70-х годов, когда были начаты специальные исследования, направленные на разработку геохронологической шкалы позднего плейстоцена на базе радиоуглеродного метода датирования. Полученные результаты позволили повысить детальность стратиграфических корреляций и внесли существенные коррективы в понимание стратиграфического объема и продолжительности среднего звена последней ледниковой эпохи. Кроме того, в объеме сартанского оледенения было выделено несколько более дробных региональных хроностратиграфических единиц, соответствующих отдельным стадиям и разделяющим их потеплениям. Вместе с тем оценка хронологических рубежей этих единиц зачастую оказывается весьма приближенной, а в ряде случаев условной и требует уточнения. В связи с этим представляется весьма актуальной проблема выбора реперных датировок.

В практике геохронологических исследований отложений дочетвертичных систем фанерозоя к категории реперных относят датировки, которые имеют по палеонтологическим данным четкое хроностратиграфическое положение вплоть до яруса, зоны и не противоречат данным международной шкалы (Афанасьев, Зыков, 1975). Мы полагаем, что для создания региональных геохронологических шкал фанерозоя этих критериев недостаточно, а для позднего плейстоцена они вообще не могут быть приняты, поскольку не представляется возможным использовать биостратиграфический метод расчленения в классическом варианте.

В качестве основных, на наш взгляд, могут быть приняты следующие критерии: 1) автохтонность датируемого материала пробы. Этому условию удовлетворяют: а) пни деревьев, захороненные в прижизненном положении, б) погребенные почвенные горизонты, в) захоронение раковин моллюсков и трупов животных в прижизненных условиях, г) автохтонные торфяники, д) озерные сапропели; 2) сходимость определений возраста различных фракций углеродсодержащего материала пробы в пределах аналитической ошибки радиоуглеродного метода (3–5%); 3) однородность изотопного состава датируемого материала, выявляющаяся повторными датировками одной или нескольких лабораторий; 4) отсутствие резких противоречий с геолого-геоморфологическими и биостратиграфическими данными.

С этих позиций нами были проанализированы все геохронометрические данные лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР. Из более чем ста изученных разрезов территории Западно-Сибирской равнины необходимым

**Реперные датировки опорных разрезов позднеплейстоценовых отложений Западно-Сибирской равнины**

| Местоположение | Радиоуглеродный возраст фракций | | | Лабораторный номер | Растительность по данным спорово-пыльцевого анализа | Хроностратиграфический интервал |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Древесина | Гум. кислоты древесины | Почвенный гумус | | | |
| Новосибирская обл., Маслянинский р-н пос. Мамоново, в 180 км на юго-восток от г. Новосибирска, р. Бердь, пневый горизонт | 12450 ± 55 | – | – | СОАН-411 | Нет данных | Позднеледниковье |
| | 12810 ± 40 | 12220 ± 1000 | 12300 ± 45 | СОАН-1879 | | |
| Алтайский край, Косихинский р-н, пос. Большая Речка, в 60 км к северу от г. Бийска, р. Большая Речка, пневый горизонт | 24750 ± 300 | – | – | СОАН-152 | Нет данных | Каргинское межледниковье |
| | 24870 ± 260 | – | – | СОАН-153 | | |
| | 25970 ± 180 | | | СОАН-1257 | | |
| | 24830 ± 180 | 25480 ± 215 | – | СОАН-1843 | | |
| Новосибирская обл., Красный Яр, в 15 км к северу от г. Новосибирска, р. Обь, пневый горизонт | – | – | 28100 ± 485 | СОАН-2002 | Лесостепной тип растительности с участием еловых и сосново-березовых лесов | Каргинское межледниковье |
| | 28200 ± 240 | 28600 ± 340 | – | СОАН-1065 | | |
| | 29410 ± 250 | – | – | СОАН-1456 | | |
| | 30870 ± 300 | – | – | СОАН-1457 | | |
| | 30720 ± 1200 | – | – | Vs-259* | | |
| | 29200 ± 700 | – | – | T-3024 | | |
| | 28245 ± 835 | – | – | St-6678 | | |
| | 29000 ± 450 | – | – | GSC-2905 | | |
| Новосибирская обл., Сузунский р-н, пос. Каргополово, в 180 км на юго-запад от г. Новосибирска, р. Обь, пневый горизонт | 32400 ± 2000 | | – | СОАН-23 | Лебедово-злаково-разнотравные степи | Конощельское похолодание |
| | 33450 ± 550 | – | – | СОАН-744 | | |
| | 32275 ± 420 | – | – | СОАН-1254 | | |
| Тюменская обл., Тобольский р-н, пос. Липовка, в 100 км на юго-запад от г. Тобольска, р. Тобол, пневый горизонт | 30700 ± 300 | – | – | ГИН-126 | Темнохвойно-еловые формации | Каргинское межледниковье |
| | 30560 ± 240 | – | – | ЛГ-37 | | |
| | 30200 ± 60 | – | – | СОАН-40 | | |
| | – | – | 31265 ± 285 | СОАН-2274 | | |

*Vs-259 – Литовский НИГРИ, Вильнюс; T-3024 – Норвежский технологический институт, Тронхейм; St-6678 – Геологическая служба Швеции, Стокгольм; GSC-2905 – Геологическая служба Канады, Оттава.

условиям удовлетворяют лишь пять, результаты датирования которых сведены в таблицу, а конкретная геолого-геоморфологическая позиция этих разрезов и дополнительные сведения содержатся в приведенном ниже их описании.

**МАМОНОВО**

Разрез вскрывает строение хорошо выраженной в рельефе I надпойменной террасы р. Берци (правый приток Оби выше г. Новосибирска). Толща осадков слоиста, литологически разнородна по вертикали, но основные ее горизонты хорошо выдержаны по простиранию. Обобщенный разрез сверху вниз имеет следующее строение:

А. Современная почва, луговая, богатая гумусом, на супесчаном субстрате: мощность в среднем 0,25–0,30 м, в понижениях поверхности террасы – до 0,5 м.

Б. Супесь однородная, желтовато-серая, без органических остатков, с несколькими (одни–три) тонкими горизонтами, обогащенными гидрокислами железа; мощность в среднем 1,8–2,0 м, меняется от 0,5 до 3 м вследствие поверхностного размыва. Железисто-гидроокисные горизонты (по 0,05–0,15 м) находятся в нижней и средней частях слоя и представляют собой, по-видимому, отметки уровня грунтовых вод в прошлом. Под каждым из них супесь сильно обогащена глинистым материалом, и эти "горизонты вмывания" придают изначально бесструктурному грунту слоистый вид.

В. Глина плотная, иловатая, темно-серая, однородная или с тонкими прослойками песчанистого материала; мощность около 1,0 м, местами уменьшается до 0,3–0,4 м, максимальна там, где подстилающий торф имеет наибольшую толщину. В свежих изломах заметна горизонтальная микрослоистость глины, свойственная пойменным или старичным осадкам.

Г. Торф в основном древесный, средней плотности, бурый, со значительной примесью песчаного и илистого материала, с прослойками песка и ила; мощность изменяется от 0,4 до 0,8 м; распознаются листья осок, ивы, кора березы.

Д. Торф древесный, плотный, темно-бурый, с меньшей примесью песчаного и илистого материала, с остатками березовой коры, листьями (осок, кустарниковых и древесных пород), хвоей; средняя мощность, 0,85 м, колебания ее на всем протяжении обнажений незначительны. Слои Г и Д представляют собой мощную (от 1,2 до 1,9 м) торфяную залежь низинного, возможно даже старичного, происхождения, занимавшую зону долины у левого склона.

Е. Глина плотная, пластичная, голубовато-серая; мощность 0,3–0,5 м.

Ж. Суглинок, супесь, песок; общая мощность от 2,5 до 4,5 м, в среднем 3,0м. Состав и структура пачки остаются во многом неясными, так как именно эта часть разреза плохо видна в обнажениях из-за оползания и оплывания грунта. Осадки скорее напоминают пролювиальные, а не аллювиальные фации ординарного типа.

З. Глина плотная, пластичная, голубовато-серая, в свежих изломах синяя, влагонасыщенная; мощность до 0,35–0,40 м, максимальна там, где подстилающий горизонт наиболее выражен; рассеяны разложенные ветки и листья (особенно много осок).

И. Торфяная почва, темно-бурая, с крупными древесными пнями, захороненными в вертикальном положении; мощность изменчива, максимальная – 0,30 м.

К. Песок крупно-среднезернистый, сверху желтый, внизу палевый, горизонтальнослоистый, примесь тонких частиц (типа фации прирусловых осадков поймы); мощность изменяется от 0,1 до 1,5 м; в среднем 0,8–0,9 м; встречаются редкие растительные остатки.

Л. Щебень кристаллических (филлитовых) сланцев, разномерный, очень слабоокатанный, со значительной примесью крупного песка; мощность изменяется от 0,5 до 2,0 м, в среднем около 1,5 м; встречаются крупные обломки древесины.

М. Глина плотная, во влажном состоянии пластичная, однородная, синевато-серая; видимая мощность до 1,5 м; кровля неровная, с четкими следами размыва; встречаются крупные обломки древесины и даже целые стволы деревьев.

Строение толщи осадков примечательно в нескольких отношениях. Прежде всего тот факт, что подстилающие глины горизонта М являются цоколем многих террас вообще в бассейне Верхней Оби и кровля их везде более или менее резко размыта, свидетельствует об отложении перекрывающих осадков после какого-то поворотного эпизода в развитии речной сети. Время накопления этих глин определяется датой 37 100 ± 2 000 лет (СОАН-10) по пробе от крупного ствола дерева. Далее, перекрывающие осадки обладают признаками, которые отражают направленное изменение фациальных условий, но не постепенно-непрерывное, а прерывистое и более сложное, чем просто смена руслового аллювия пойменным. В этой смене примечателен эпизод образования торфянистого почвенного горизонта И с прижизненно захороненными древес-

ными пнями; судя по серии радиоуглеродных датировок: 12 450 ± 55 лет (СОАН-411); 12 810 ± 40, 12 220 ± 100, 12 300 ± 45 лет (СОАН-1879), он относится к позднеледниковью. Развитие почвы и торфянистые накопления свидетельствуют о потеплении климата, возможно, не очень продолжительном, но достаточно заметном, проявившемся по всей Сибири в предголоценовое время (аллерёд).

**БОЛЬШАЯ РЕЧКА**

Обнажение расположено по левому берегу р. Большая Речка, в 300 м ниже пос. Большая Речка. Нами здесь записан следующий разрез (сверху вниз):

А. Супесь желтовато-бурая, с тонкими прослоями зеленовато-серого мелкозернистого песка, слоистость прерывистая, горизонтальная; мощность 4,0 м.

Б. Песок зеленовато-серый, появляются прослои более грубозернистого песка мощностью до 5 см, которые чередуются с прослоями тонкозернистого песка мощностью до 20 см; слоистость четко выражена, горизонтальная; мощность 2,0 м. Переход в вышележащие отложения постепенный.

В. Суглинок ржаво-бурый, в верхней части песчанистый, внизу глинистый; мощность 3,0 м. Контакт с нижележащими отложениями четкий.

Г. Пачка желтовато-серого, горизонтальнослоистого песка с прослоями и линзами суглинка ржаво-бурого; мощность 20,0 м. К основанию пачки наблюдается увеличение зернистости песка.

Д. Ил темно-серый, прослойки зеленовато-серого среднезернистого песка; мощность 0,5 м.

Е. Глина красновато-бурая, плотная, с обугленными корешками трав; мощность 1,0 м.

Ж. Глина темно-синяя, плотная, с большим количеством растительных остатков, с хорошо развитой погребенной почвой и целыми пнями, захороненными в вертикальном положении; мощность 3,0 м.

З. Песок желтовато-бурый, косослоистый, с тонкими прослойками глин, с раковинами моллюсков, остатками костей млекопитающих и крупных кусков древесины; видимая мощность 0,5 м.

Разрез Большая Речка интересен прежде всего тем, что принят в качестве стратотипа большереченской свиты, выделенной П.Е. Казаковым в 1961 г. в составе четвертичных отложений Предалтайской равнины. Под этим названием он описал осадки, выполняющие долины правых притоков Бии и Оби: Бехтемирки, Чемровки и Большой Речки. О.М. Адаменко предполагал, что древние долины, прорезая толщу осадков Обь-Чумышского междуречья, при выходе в долину Оби сливаются с поверхностью бийской террасы, которая в практике геологосъемочных работ фигурирует в качестве V надпойменной террасы среднеплейстоценового возраста. На этом основании "большереченская толща" также была отнесена к среднему плейстоцену. Однако такая корреляция не бесспорна, о чем свидетельствуют и данные определения радиоуглеродного возраста.

В настоящее время получена целая серия радиоуглеродных дат, находящихся в четком стратиграфическом согласии между собой. Пески горизонта З охарактеризованы тремя датами: более 45 770 лет (ЛГ-80), 37 340 ± 660 лет (СОАН-1258), 35 980 ± 720 лет (СОАН-436). Датировки из глин горизонта Ж, перекрывающих пески, образуют с точки зрения геохронологии достаточно надежный репер резкой смены условий седиментации на территории предалтайской равнины. Этот хронологический рубеж с возрастом 24 750 ± 300 (СОАН-152), 24 870 ± 260 (СОАН-153), 25 970 ± 180 (СОАН-1257), 24 830 ± 100 (СОАН-1843) и 25 480 ± 215 (СОАН-1843г) хорошо совпадает с оценкой возрастной границы каргинского и сартанского горизонтов унифицированной стратиграфической схемы Западной Сибири. Отложения этих горизонтов не только обособляются по структурно-текстурным особенностям, но и резко отличаются в отношении насыщенности их органическими остатками. Практически весь биостратиграфический материал, собранный в данном разрезе, происходит из горизонтов Ж и З.

Из крупных млекопитающих Э.А. Вангенгейм здесь определены: Alces alces L., Coelodonta antiquitatis (Blum.), Equus caballus sub. Среди мелких млекопитающих В.С. Зажигиным определены: Microtus arvalis Pall., M. gregalis Pall., Citellus ex. gr. erythrogenus Brandt, Lagurus lagurus Pall., Clethrionomus sp., Sorex sp. Собрано также большое количество раковин Cochlicopa nitens Gall., Succinea oblonga Drap., S. elegans Risso, Vertigo sp., Lymnaea cf. stagnalis L., Anisus Leucostoma Milet. и других моллюсков, принадлежащих, по определению А.А. Стеклова, к наземным

и пресноводным видам. Семенные флоры из горизонтов Ж и З представлены: Chara sp., Larix sp., Picea cf. obovata, Pinus silvestris?, Sparganium minimum, Potamogeton filiformis, P. natans, P. pectinatus, P. pusillus, Zannichelia palustris F. polycarpa, Carex caespitosa?, C. riparia, C. sp., Heleocharis palustris, Rumex sp. и др. Подобный состав растительных ассоциаций наряду с присутствием в составе фауны Sorex sp., Clethrionomus sp. – характерных лесных форм – указывает на широкое развитие в это время на предалтайской равнине хвойных лесов (ель, лиственница), произраставших при достаточно влажном, умеренно прохладном климате, сходном с современным или несколько холоднее его.

**КРАСНЫЙ ЯР**

Разрез расположен на правом берегу р. Оби, в 15–20 км ниже г. Новосибирска, вскрывая строение толмачевской (по данным И.А. Волкова) террасы. Здесь в непрерывном обнажении на протяжении примерно 5 км прослеживается такая последовательность осадконакопления (сверху вниз):

А. Песок желтовато-серый, ожелезненный, с отчетливой горизонтальнослоистой текстурой, которая подчеркивается полосами ожелезнения; мощность 4,5–5,5 м. Внутри каждой крупной ленты видна очень тонкая горизонтально-волокнистая слоистость. Верхняя часть песков до глубины 1,5 м перевеена ветром, слегка облёссована и образует характерные вертикальные стенки в обнажении. Наблюдаются известковые инкрустации по органическим остаткам.

Б. Песок светло-серый, разнозернистый, с тонкими прослоями и линзочками хорошо промытого, более грубозернистого песка в основании; мощность 0,8–1,8 м.

В. Переслаивание суглинка, супеси и мелкозернистого песка желтовато- и палево-бурого цвета, с очень тонкой горизонтальной и волнисто-горизонтальной слоистостью; мощность 10–12 м. Кровля выровнена с четкими следами размыва, разбита клиньями морозобойного происхождения либо клиньями усыхания, выполненными вышележащими песками до глубины 0,5 м.

Г. Суглинок синевато-серый, плотный, с характерным болотным запахом; мощность от 0,5 до 1,5 м. В кровле видны слабые следы размыва. На глубине 0,5 м от нее в ряде мест можно видеть остатки пней, захороненных в прижизненном положении. В средней и нижней частях суглинка встречаются прослои и линзы гумуса, иногда прослеживающиеся на несколько десятков метров.

Д. Песок желтовато-серый, ожелезненный, мелкозернистый, с волнистой и косоволнистой слоистостью; мощность 4,5– 5,0 м. Обилие намывного детрита, в кровле – тонкая горизонтальнослоистая текстура; примеси супесчаного и суглинистого материала, намывных торфяников с древесиной. Гумусовые прослои.

Е. Песок серый, средне- и крупнозернистый, с крупной косой слоистостью, типичной для русловых фаций. В основании видимой части разреза расположены прослои и линзы галечника с редкими валунами изверженных и метаморфических пород. Часто встречаются целые стволы деревьев, реже небольшие линзы намывного детрита. По данным бурения, подошва этих песков опущена ниже уреза реки на 20–25 м.

Этот разрез давно привлекал внимание исследователей и описан в ряде монографий и в отдельных статьях, тем не менее стратиграфическое положение вскрытых в разрезе слоев, да и сами отложения остаются еще слабо изученными. Некоторые геологи относят всю толщу осадков к аккумулятивной террасе, но большинство исследователей к отложениям данной террасы относят только горизонты А и Б, а подстилающие их породы считают рыхлым цоколем, высоко поднятым над современным уровнем реки. Ранее почти единогласно признавался тобольско-самаровский возраст отложений цоколя. Средне- и крупнозернистые пески с грубой косой слоистостью сопоставлялись с "диагональными песками" низовий Иртыша и датировались тобольским временем. Однако такая корреляция была поставлена под сомнение при радиологических исследованиях. Первое определение возраста древесины из горизонта Г (27 500 ± 1 200 лет, СОАН-15) "омолаживало" эту толщу до каргинского горизонта. В дальнейшем этот вывод получил подтверждение при геохронометрических исследованиях ряда лабораторий, в том числе и зарубежных. Особо детальным исследованиям был подвергнут горизонт Г этого разреза. Пни деревьев, захороненные в прижизненном положении, представляют прекрасный материал для всестороннего геохронометрического исследования, что позволяет использовать этот разрез в качестве реперного для позднего плейстоцена южной половины Западно-Сибирской равнины.

Три определения возраста по пробам от древесных пней показали результаты: 28 200 ± 240 лет (СОАН-1065), 29 410 ± 250 лет (СОАН-1 456), 30 870 ± 300 лет (СОАН-1 457). Датировки гуминовых кислот древесины 28 600 ± 340 лет (СОАН-1065г) и гуминовых кислот почвенного горизонта 28 100 ± 485 лет (СОАН-2002) также не выходят за пределы аналитической ошибки измерений радиоуглеродного возраста. Геохронометрические измерения нашей лаборатории находятся в хорошем согласии с определениями других лабораторий: 30 720 ± 1 200 (Vs-259), 29 200 ± 700 (Т-3 024), 28 245 ± 835 (St-6678), 29 000 ± 450 (GSC-2905).

В разрезе проведено послойное изучение состава семенной флоры. Образцы из горизонта Е содержали наиболее богатые флоры, насчитывающие более 150 видов в сводном списке. Среди них преобладают лесные формы (ель, лиственница, кедр, высокоствольная береза); из кустарниковых встречены можжевельник, ива, малина, бузина. Обильно представлены лесные травы: Fragaria, Chamaedaphne, Menyanthes, Trientalis и др. Многочисленны остатки водно-болотных растений: мхи, три вида ежеголовника, до 20 видов рдестов, осока, камыш, ряска, ситник, роголистник, повойничек, уруть и др. Характерно присутствие также трав-мезофитов: крапива, горец, лебеда, не менее 8 видов мари, амарант, гвоздичные, лютики, василистник, лапчатка, белена, паслен и др.

Таким образом, состав флоры позволяет реконструировать растительность еловых лесов с примесью сибирского кедра, лиственницы и высокоствольной березы. Климат времени формирования горизонта Е, очевидно, существенно не отличался от современного; присутствие трав-мезофитов в составе флор свидетельствует об относительном дефиците влаги.

Выше по разрезу, в горизонте Д, состав флоры значительно беднее. Отсутствуют хвойные, в составе трав преобладают остатки гигро- и гидрофитов. Встречаются остатки холодолюбивых форм – Juncus arcticus Willd., Papaver nudicaule L. Очевидно, что во время формирования горизонта Д лесная растительность на территории Новосибирского Приобья отсутствовала в связи с похолоданием климата и широким развитием процессов заболачивания.

Вновь древесная растительность появляется на этой территории во время формирования горизонта Г. Во флорах встречены остатки лиственницы, ели и березы. Характерно присутствие холодоустойчивых Ranunculus hyperboreus Rottb., Juncus arcticus Willd., Androsace septentrionalis L.

Материалы палеокарпологических исследований, по заключению В.П. Никитина, свидетельствуют о том, что за время формирования горизонтов Е, Д, и Г климатические условия несколько менялись, но никаких катастрофических изменений в составе ископаемых флор не зафиксировано.

Такой перелом климата, отразившийся на резкой смене состава отложений с характерными структурно-текстурными признаками своеобразного комплекса перигляциальных осадков, приходится на контакт горизонтов Г и В. Судя по радиоуглеродным датам, время формирования горизонта В связано с холодным (сартанским) этапом позднего плейстоцена, что находит свое отражение в составе спорово-пыльцевых комплексов. В спектрах преобладают (до 80%) представители травянистой растительности, среди которых наиболее характерны полынно-лебедовые и лебедово-полынные ассоциации с участием свинчатковых и эфедры. Из древесных доминируют карликовая березка, ель, кедр.

### КАРГОПОЛОВО

Разрез вскрывает строение так называемой сузунской аллювиально-перигляциальной равнины, картируемой как II надпойменная терраса Оби. Здесь прослеживаются следующие слои (сверху вниз):

А. Песок серый и желтовато-серый, тонко- и мелкозернистый, кварцевый, горизонтальнослоистый, с прослоями бурых глинистых песков; мощность 15,0 м.

Б. Супесь желтовато-бурая, пылеватая, пористая, с тонкой горизонтальной слоистостью, местами с прослоями иловатых песков; мощность 5,0 м.

В. Переслаивание желтого мелкозернистого песка и серых глин; мощность 2,5–3,0 м. Кровля слоя неровная, заметны следы размыва. Встречаются растительные остатки и пни, захороненные в вертикальном положении.

Г. Песок серый, мелко- и среднезернистый, с мелкой косой слоистостью; мощность 1,5–2,0 м.

Д. Глина темно-синяя, алевритистая, плотная, слоистая, с прослоями намывных торфяничков и древесных остатков. Кровля глин сильно размыта, иногда опускается под меженный уровень реки, в других местах поднимается над ним до 4,0 м.

Для разреза примечательным является пневый горизонт В, который непрерывно прослеживается через все обнажение. Из разных мест обнажения в разные годы отбирались пробы древесины от пней деревьев. Получены следующие датировки: 32 400 ± ± 2 000 лет (СОАН-23), 33 450 ± 550 лет (СОАН-744), 32 275 ± 420 лет (СОАН-1 254).

Палинологические исследования выявили неоднократную смену растительности. Во время формирования глин горизонта Д были распространены еловые леса с заболоченными, покрытыми зеленым мхом участками. Это видно по присутствию в спектрах пыльцы Picea, Abies, Pinus silvestris, Betula, Alnus, Salix. Травянистые представлены пыльцой Graminea, Chenopodiaceae, Compositae, Cyperaceae, Rubiaceae, Liliaceae. Среди спор преобладают зеленые мхи, встречаются споры печеночников и папоротников. Выше по разрезу (горизонты Г и В) спектры в основном степные. Травянистых до 85%, преобладают злаки и лебедовые, встречается пыльца осок и разнотравья. Из древесных пород доминирует ель, присутствует пыльца сосны, березы, ивы. На уровне пневого горизонта спектр отражает развитие еловых лесов. Древесные достигают 80%. Среди травянистых – Graminea, Chenopodiaceae. Спорово-пыльцевые спектры из перекрывающих пневый горизонт отложений соответствуют лебедово-злаково-разнотравным степям; преобладает пыльца травянистых (до 87%); древесные составляют 4–8%.

**ЛИПОВКА**

Разрез расположен на правом берегу р. Тобол. Здесь русло реки подмывает склоны небольшого останца "материка", сложенного позднеолигоценовыми и неогеновыми породами. Верхняя часть останца имеет абсолютные отметки 90–95 м. К нему прислонена наклонная террасовидная поверхность, постепенно сливающаяся с низменной равниной с отметками 60–65 м. И.А. Волков так описывает ее строение (сверху вниз):

А. Прикрытая почвой супесь лёссовидная, желто-бурая, плохо сортированная, имеющая неясную горизонтальную слоистость (мощность 3 м). Хорошо сохранилась вертикальная стенка обнажения. Слой в виде покрова переходит с террасы на более высокую поверхность склона останца. Внизу – постепенный переход.

Б. Песок желтовато-серый, разнозернистый, горизонтальнослоистый, плохо отсортированный, сильноглинистый, с маломощными прослойками более темного суглинка; мощность 2 м. Нижний контакт резкий, видны клинья, проникающие в слой В.

В. Супесь и легкий суглинок желтовато-серого и желтовато-бурого цвета; мощность 8–9 м. В верхней части слоистость плохо выражена, встречаются следы мелких корней, охристые и гумусовые примазки. В средней и нижней частях слоистость четкая горизонтальная, в нижней появляются тонкие прослойки мелко- и тонкозернистого песка со слоистостью типа знаков ряби. Нижний контакт слоя резкий.

Г. Гумусированная прослойка мощностью 5–10 см, присутствует неповсеместно; ниже – серый суглинок с растительным детритом и горизонтально захороненными стволами деревьев; мощность 1,2–3,5 м. Основание слоя резкое.

Д. Почвенный горизонт, верхняя часть которого представляет собой лесную подстилку; мощность 3 м. Встречаются пни деревьев, захороненные в прижизненном положении (погребенный лес). Почвенный горизонт и пни свидетельствуют о длительном перерыве осадконакопления. Ниже почвенного слоя (около 42 м) – породы цоколя террасы, условно среднечетвертичного возраста (казаковская свита).

Минералогические исследования И.И. Задковой свидетельствуют, что источником обломочного материала являлись кислые изверженные и метаморфические породы Урала. Источник сноса не менялся в течение всего времени формирования террасы.

Наибольший интерес с точки зрения получения реперных датировок представляет в данном разрезе горизонт Д, маркирующий смену субаэральных условий озерной седиментацией. Образцы древесины, взятые от пней, захороненных в вертикальном положении, датированы тремя лабораториями: 30 700 ± 300 лет (ГИН-126), 30 560 ± ± 240 лет (ЛГ- 37), 30 200 ± 60 лет (СОАН-40). Кроме того, были датированы фракция гуминовых кислот самого почвенного горизонта, возраст которой оказался равным 31 265 ± 285 лет (СОАН-2274), а также образец куска древесины, взятого из полости морозобойного клина в кровле казаковской свиты, – 31 300 ± 800 лет (СОАН-41).

С осадками террасы связывают находки Equus caballus L. – пястная кость, астрагал, лучевая кость, плечевая кость; Rangifer tarandus L. – обломок таза, берцовая кость; Bison priscus Boj. – позвонки; Mammuthus sp. – ребро, обнаруженное в осыпи на склоне обнажения (Волков и др., 1969).

Довольно подробная палинологическая характеристика разреза позволяет реконструировать некоторые черты палеогеографической обстановки времени накопления отложений террасы и произвести стратиграфическое расчленение на климатостратиграфической основе.

Спорово-пыльцевые спектры почвенного горизонта Д отражают широкое развитие древесной растительности, среди которой преобладает темнохвойно-еловая формация. Роль холодолюбивых кустарниковых берез и травянистых ассоциаций незначительна. Важно отметить присутствие в данном горизонте шишек и семян Larix sibirica (определения В.П. Никитина), пыльца которой не обнаружена в составе спорово-пыльцевых спектров. Имеющиеся данные позволяют говорить о достаточно теплом климате того времени, а наличие ели (влаголюбивого вида) свидетельствует о несколько повышенной влагообеспеченности района разреза Липовка. В горизонте Г характер спорово-пыльцевых спектров меняется в сторону уменьшения роли древесной растительности и резкого увеличения на границе с горизонтом В травянистых ассоциаций Chenopodiaceae, обычно характерных для условий резко континентального климата. В спектрах горизонта В уже заметно преобладает пыльца кустарниковых видов березы. Горизонты А и Б пыльцы и спор не содержат. Таким образом, спорово-пыльцевая характеристика наряду с литологическими особенностями горизонтов А, Б, В позволяет говорить о резко иных климатических условиях седиментации по сравнению с таковыми при формировании горизонтов Г и Д.

В заключение следует отметить, что проблемы хроностратиграфии позднего плейстоцена остаются до настоящего времени окончательно не решенными и во многом дискуссионными. Необходимо их всестороннее и углубленное изучение. Одна из основных проблем – межрегиональные корреляции, трудность проведения которых связана с тем, что климатические ритмы позднего плейстоцена, как известно, не выделяются по палеонтологическим критериям и поэтому имеют статус местных подразделений. Однако благодаря данным радиоуглеродного датирования представляется возможным осуществление межрегиональной и глобальной синхронизации. В связи с этим создание сети реперных датировок составляет, на наш взгляд, одну из главных задач радиоуглеродной хронометрии.

## ЛИТЕРАТУРА

*Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 98 с.

*Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И.* Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 328 с.

*Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.

## ABSTRACT

Prospects for climatostratigraphic and geochronological schemes application in intraregional and global correlation are discussed. Considered are grounds for criteria to obtain mark-datings for sedimentary sequences by means of radiocarbon techniques and the role of mark-datings for compiling Late Pleistocene geochronological scheme as well.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

# НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.79 + 569 + 56 (11) + (57)

Н.П. КАЛМЫКОВ

## НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ГИППАРИОНОВОЙ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Плиоценовые местонахождения остатков млекопитающих в Западном Забайкалье встречаются сравнительно редко (Береговая, Тологой, район Улан-Удэ), на сопредельной территории в Северной Монголии – значительно чаще (Шамар, Бурал-Обо, Шара-Манхатай, Орхон-1, Орхон-2 и др.) (рис. 1).

Большое значение для обоснования возраста поздненеогеновых отложений и выяснения некоторых вопросов зоогеографии имеет новое местонахождение ископаемых млекопитающих в долине р. Темник (левый приток р. Селенги, Западное Забайкалье), которое было обнаружено автором во время полевых работ Палеонтологического отряда ГИН СО АН СССР в 1985 г.

По левому берегу р. Темник в окрестностях дер. Удунга отчетливо прослеживается участок цокольной террасы высотой над урезом от 25 м у бровки до 45 м у тылового шва. Поверхность ее лишена аллювия, выработана в более древних отложениях и перекрыта пролювиально-делювиальными образованиями мощностью до 5 м, которые образуют шлейф, расчлененный оврагами.

В одном из оврагов, вскрывающем рыхлые отложения на полную мощность, сделано описание геологического разреза (рис. 2) следующего строения (сверху вниз):

Мощность, м

1. Суглинок светло-серый, слабогумусированный, с дресвой и щебнем . . . . . 0,15
2. Суглинок палево-серый, с рассеянной дресвой, карбонатизированный. Отмечаются незначительные нарушения параллельнослоистой текстуры, что, вероятно, обусловлено криогенными деформациями. В верхней части слоя наблюдается некоторое преобладание щебня. Граница с нижележащим слоем неясная . . . . . 0,80
3. Суглинок палевый, с большим количеством дресвы и щебня, неяснослоистый. Граница с нижним слоем нечеткая. . . . . 0,70
4. Песок коричневато-серый, крупнозернистый, с дресвой. Переход в нижний слой постепенный. . . . . 0,50
5. Щебнисто-дресвяные (с преобладанием дресвы) отложения палево-серого цвета. Обломки достигают размеров 100×50 мм. В пачке видны прослои уплотненного светло-палевого суглинка с зернами гравия и дресвы. Переход к нижнему слою постепенный . . . . . 1,50
6. Песок палево-серый, крупнозернистый с зеленоватым оттенком, с дресвой и мелкой щебенкой. Местами в слое присутствуют отдельные неокатанные глыбы размером 200×100 мм. . . . . 0,45
7. Глина желтовато-бурая с рассеянной дресвой и отдельными параллельными прослоями, проработанными процессами карбонатизации (мощностью 0,5–1,0 см). Наблюдаются прослои разнозернистого песка до 3–4 см. Граница с последующим слоем неясная. . . . . 0,40
8. Глина красновато-бурая с желтоватым оттенком, в нижней части прослеживаются многочисленные карбонатные стяжения и прослои мощностью 5–7 см. В слое по всему простиранию встречаются остатки млекопитающих в виде изолированных костей и их скоплений . . . . . 1,80
9. Глина темно-бурая, с рассеянной дресвой, в которой наблюдаются отдельные включения вышележащих пород, в которых иногда встречаются костные остатки позвоночных животных . . . 1,00
10. Валунно-гаечные отложения с песчано-гравийным заполнителем, плохо отсортированные . 3,00

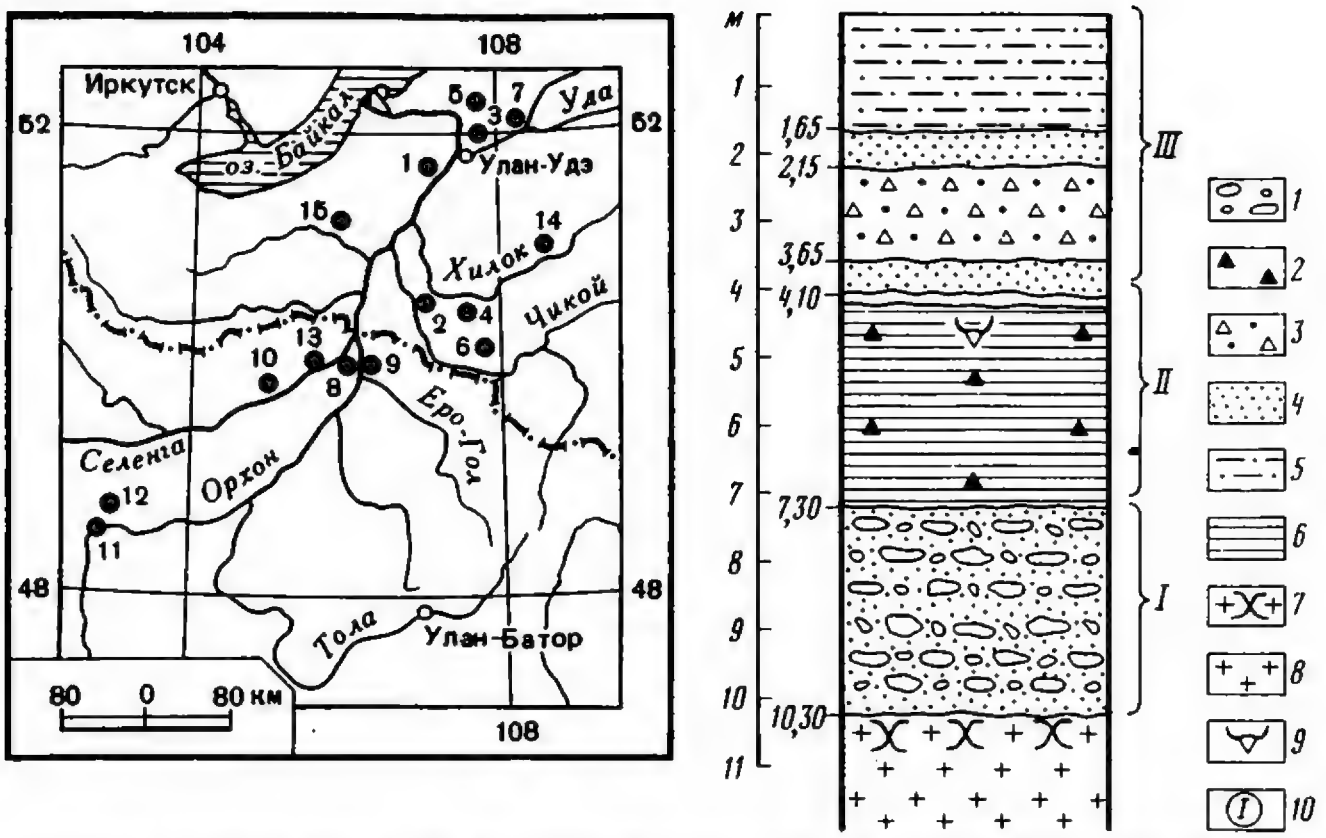



**Рис. 1.** Основные плиоценовые и эоплейстоценовые местонахождения фауны млекопитающих Западного Забайкалья и Монголии по данным Е.В. Девяткина (1981), Э.А. Вангенгейм и др. (1966) и автора

*1* – Тологой, *2* – Береговая, *3* – Улан-Удэ, *4* – Хаян, *5* – Клочнево и Засухино, *6* – Урлук, *7* – Додогол, *8* – Шамар, *9* – Бурал-Обо, *10* – Шара-Манхатай, *11* – Орхон-1, *12* – Орхон-2, *13* – Дзун-Бурин, *14* – Усть-Обор, *15* – Удунга

**Рис. 2.** Разрез отложений в долине р. Темник в окрестностях с. Удунга
*1* – валунно-галечные отложения, *2* – дресва, *3* – щебень, *4* – песок, *5* – суглинок, *6* – глина, *7* – структурный элювий, *8* – коренные породы, *9* – кости позвоночных, *10* – номера толщ

Разрез исследуемого местонахождения можно предварительно расчленить на три толщи. Они отличаются по времени и фациальной обстановке седиментации.

Первая снизу, наиболее ранняя по времени накопления толща (слой 10) представлена аллювиальными отложениями древней реки. Вторая толща (слои 7–9) является переотложенной корой выветривания. Третья толща (слои 1–6) нами не расчленяется и представляет собой покровные образования пролювиально-делювиального типа, которые, видимо, накапливались в разные эпохи плейстоцена и залегают на отложениях второй толщи с размывом.

Остатки мелких и крупных наземных позвоночных в местонахождении Удунга происходят из второй толщи, где они встречаются как разрозненно, так и в виде маломощной костеносной брекчии. Из этого захоронения предварительно определены Ochotonoides cf. complicidens, Castor sp., Lynx ex gr. shansius, Gulo sp., Parameles suillus, Mustelidae gen. nov. sp. nov., Pachycrocuta ex gr. pyrenaica, Homotherium sp., Ursus ex gr. ruscinensis – U. minimus – U. etruscus, Proboscidea, Hipparion tchicoicum, H. houfenense, Antilospira zdanskyi, Gazella (Vetagazella) sinensis, Dicerorhinus sp., Rhinocerotidae, Presbytis cf. eohanuman, Cervidae (четыре формы), Bovidae (три формы).

Судя по видовому составу (присутствие Lynx ex. gr. shansius, Hipparion tchicoicum, H. houfenense, Presbytis cf. eohanuman), фауна Удунги по возрасту близка к известным фаунам Шамара (Девяткин, Зажигин, 1974) и Береговой (Вангенгейм и др., 1966), а также другим комплексам млекопитающих, известных из красноцветных отложений Западного Забайкалья (Тологой), Северной Монголии (Орхон-1, Орхон-2, Бурал-Обо, Шара-Манхатай), стратиграфическое положение которых вполне определенно (Рав-

ский и др., 1964; Вангенгейм и др., 1966; Ербаева, 1970; Равский, 1972; Девяткин, Зажигин, 1974; Девяткин, 1981; Девяткин и др., 1982; Базаров и др., 1976; Базаров, 1986; Вангенгейм, 1977; Агаджанян, Ербаева, 1983). Таким образом, имеется достаточно оснований коррелировать костеносную толщу (слои 7–9) с плиоценовыми красноцветами Забайкалья и Монголии.

Аллювий слоя 10, подстилающий костеносную толщу, мы условно сопоставляем с аллювиальными отложениями аносовской свиты Юго-Восточного Прибайкалья, формирование которой происходило в интервале поздний миоцен–эоплейстоцен (Базаров, 1986).

Крупные местонахождения ископаемой фауны в Забайкалье, как правило, приурочены к пролювиально-делювиальным глинистым или аллювиально-пролювиальным песчаным отложениям; однако следует отметить, что в последних значительные скопления костных остатков встречаются реже. Рассматриваемое захоронение позднеогеновых млекопитающих связано с глинистой костеносной толщей, в которой кости отмечаются довольно часто и иногда в виде сохранивших анатомический порядок частей пояса конечностей (например, нижний отдел большой берцовой кости + таранная кость + верхний отдел плюсневой кости представителя отряда парнопалых). Такое расположение костного материала свидетельствует о том, что транспортировка его происходила на незначительное расстояние. В захоронении не наблюдается четкой водной сортировки остеологического материала по величине. Здесь же обнаружено значительное количество копролитов, в том числе не подвергавшихся переносу. Копролиты полностью фоссилизованы, их вещественный состав представлен следующими химическими соединениями (в вес. %): $SiO_2$ (0,14–8,90), $TiO_2$ (0,04–4,0), $Al_2O_3$ (0,11–3,20), $Fe_2O_3$ (0,18–1,03), FeO (0,21), MnO (0,02–0,08), MgO (0,78–1,27), CaO (44,28–52,64), $Na_2O$ (0,34–0,86), $K_2O$ (0,09–0,55), $P_2O_5$ (22,00–23,44). Определения сделаны Л.А. Онходоевой по четырем пробам. Высокое содержание в копролитах Ca и P свидетельствует о принадлежности их к хищным животным.

На костях конечностей растительноядных млекопитающих наблюдается множество погрызов, оставленных резцами хищников. Это обстоятельство вместе с данными, касающимися копролитов, позволяет предполагать, что описываемый ориктоценоз сформировался в значительной мере в связи с деятельностью хищных млекопитающих (гомотерий, гиена, рысь, барсук). По генезису ориктоценоз Удунги является преимущественно автохтонным, т. е. в данном случае таким, в котором материал, образовавший первичный тафоценоз, не подвергался значительным перемещениям. Однако, согласно высказанной гипотезе, остатки растительноядных млекопитающих перемещались в тафоценоз хищниками; с этой точки зрения остатки растительноядных млекопитающих здесь аллохтонны относительно места их обитания. Такая модель формирования тафоценоза позволяет снять противоречия, связанные с присутствием в ориктоценозе Удунги млекопитающих, приуроченных к различным местообитаниям, например бобров и гиппарионов.

С этой точки зрения высказанное Б.Т. Яниным (1983) утверждение, что большинство ориктоценозов наземных позвоночных являются по происхождению аллохтонными, нуждается в некоторой корреляции. При интерпретации генезиса ориктоценозов млекопитающих следует учитывать их ландшафтную приуроченность и распределение местообитаний по гипсометрическому профилю, обращая особое внимание на факты присутствия остатков животных, обитавших гипсометрически ниже места формирования ориктоценоза (например, бобры в ориктоценозах Удунги и Шамара).

Степень изученности ископаемых форм, определенных из местонахождения Удунга, позволяет сделать предварительные заключения о стратиграфическом интервале распространения этой фауны.

Ochotonoides cf. complicidens Boule et Teilhard – пищуха, близкая к типичной O. complicidens. Область распространения этого рода – от Китая, Монголии, Западного Забайкалья на востоке до Казахстана, Турции, Греции на западе. Типовой материал описан Булем и др. (Boule et al., 1928) из лёсса (Grand Loess) Северного Китая, подоб-

ные пищухи были обнаружены Тейяром де Шарденом и Пивто (Teilhard, Piveteau, 1930) в позднеплиоценовых отложениях Нихэвани. Стратиграфическое положение этой формы, по данным М.А. Ербаевой, – средний–поздний плиоцен. Ochotonoides complicidens описана из местонахождений Береговая, Тологой и Шамар (Агаджанян, Ербаева, 1983).

Castor sp. Наиболее древние находки этого рода известны из местонахождения Есекарткан, фауна которого напоминает типичную гиппарионовую, широко распространенную на территории Казахстана в среднем плиоцене (Тлеубердина, 1982). В связи с этим диапазон стратиграфического распространения данного рода очень широк: середина плиоцена–современность, что не позволяет нам использовать его для палеонтологического обоснования возраста второй толщи. Современный бобр занимает или занимал пойменные и приозерные леса лесной, лесостепной и степной зон Евразии.

Lynx ex gr. shansius представлена в местонахождении довольно большим материалом (нижняя часть, кости конечностей), по морфологическим характеристикам практически не отличается от Lynx shansius, описанной из бассейна р. Юше (позднеплиоценовый горизонт красноцветов), и от Lynx shansius из местонахождений Береговая и Шамар (Teilhard de Chardin, Leroy, 1945; Сотникова, 1979). Возраст фауны из местонахождений Шамар и Береговая, по данным различных авторов, определяется как поздний плиоцен (Девяткин, Зажигин, 1974; Сотникова, 1976; Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978; Вислобокова, 1979).

Ursus ex gr. ruscinensis – U. minimus – U. etruscus. Остатки медведя, относящегося к этой группе, в местонахождении весьма немногочисленны и фрагментарны, что, в свою очередь, не дает оснований полностью идентифицировать их до видового уровня. Стратиграфический диапазон этих медведей – плиоцен–ранний плейстоцен (Kurten, 1968). В Китае аналогичные формы известны из местонахождения Юше (Teilhard de Chardin, 1940). По мнению Дж. Фикарелли (Ficcarelli, 1979), медведи группы U. ruscinensis – U. minimus – U. etruscus, возможно, представляют единую линию. Географическое распространение этих медведей в Евразии в плиоцене–раннем эоплейстоцене было весьма широким.

Hipparion tchicoicum Ivanjev. Впервые этот вид описан Л.Н. Иваньевым (1966) из местонахождения Береговая. Такой же гиппарион из местонахождения Шамар исследован В.И. Жегалло (1978), по данным которого ареал H. tchicoicum в течение второй половины плиоцена располагался в пределах лесостепей от Забайкалья до юго-западной Сибири.

Hipparion (Neohipparion) houfenense Teilhard et Young. Остатки этой формы в Удунге малочисленны, но в Западном Забайкалье этот вид известен из Береговой (Жегалло, 1978). Остатки H. houfenense (ранняя форма) известны из прибрежноозерных отложений Хиргис-Нур-П и Чоно-Хариаха в Монголии, а поздняя форма этого вида обнаружена в делювиально-пролювиальных отложениях Береговой и Шамара (Жегалло, 1971, 1978) и интерпретируется В.И. Жегалло как обитавшая в открытых и парковых станциях. Стратиграфическое распространение H. houfenense охватывает первую половину плиоцена. По мнению этого же автора, в начале плиоцена существовал разорванный ареал исследуемого вида, а в середине плиоцена область распространения данной формы на территории Северной Азии была сплошной.

Antilospira zdanskyi Teilhard et Young. Винторогая антилопа из местонахождения Удунга по морфологии роговых стержней сходна с A. zdanskyi из провинции Шаньси (Северный Китай). Возраст отложений, в которых найдены остатки антилоспиры, – средний (?)–поздний плиоцен. Однако последние данные по этому виду свидетельствуют о том, что A. zdanskyi была характерна и для нижнеплиоценовых отложений Китая (Chuankuei et al., 1984).

Gazella (Vetagazella) sinensis Teilhard et Piveteau. Кроме изучаемого захоронения, известна из других местонахождений Западного Забайкалья (Береговая, Тологой, район Улан-Удэ; поздний плиоцен), Казахстана (Есекарткан; средний плиоцен), Северной Монголии (Шамар; поздний плиоцен) и Северного Китая (Нихэвань, юго-во-

сток провинции Шаньси, бассейн Юше, провинция Шэньси; средний (?)—поздний плиоцен). Остатки газелей, найденных в Береговой и Шамаре, дали возможность Е.Л. Дмитриевой (1977) предположить, что они обитали в степях на территории Западного Забайкалья и Монголии, заходя иногда на возвышенные участки водоразделов. Такое же толкование экологии газелей из Есекарткана дает и П.А. Тлеубердина (1982), которая, как и некоторые другие исследователи, считает, что эволюция рода Gazella шла по пути приспособления к жизни в сухих степях.

Presbytis cf. eohanuman Borissoglebskaya. Остатки обезьяны представлены в Удунге изолированными зубами нижней челюсти и фрагментом верхней челюсти. Впервые этот вид был описан М.Б. Борисоглебской (1981) из долины Орхон (местонахождение Шамар; поздний плиоцен); экологически он связан с лесными ландшафтами. Данные по палинологии, приводимые для южной части Западного Забайкалья и предгорьев Хэнтэя (Шилова, 1973; Базаров и др., 1976; Белова, 1985), предполагают для этой территории в позднем плиоцене наличие сосново-березового леса с примесью широколиственных пород (ильм, орех, вяз, дуб, граб, липа). По мнению М.Б. Борисоглебской, экологическая пластичность современных церкопитековых вполне допускает существование плиоценовых лангуров в более суровых природных условиях, чем в настоящее время. Необходимо отметить, что местонахождение Удунга является самой северной точкой распространения представителей семейства церкопитековых.

Подводя итог изложенным предварительным данным, следует отметить, что исследуемая ассоциация млекопитающих представлена видами, занимавшими степные стации (гиппарион, газель, антилоспира), и формами, характерными для речных местообитаний (бобр). Кроме того, в описываемом комплексе фауны присутствуют виды, жизнь которых в какой-то мере связана с лесом (лангур, оленеобразные). Сосуществование млекопитающих различных стаций, видимо, предполагает существование на юге Западного Забайкалья в течение плиоцена мозаичных ландшафтов: саванно-парковых и степных.

Указанные выше формы млекопитающих имеют сравнительно широкий диапазон стратиграфического распространения – верхи раннего и поздний плиоцен. Реперов для более узкого стратиграфического интервала при предварительном анализе фауны ископаемых животных из Удунги в настоящее время не выявлено.

Присутствие некоторых видов фауны в местонахождении Удунга показывает, что она в какой-то степени напоминает общеизвестные комплексы фауны позднего плиоцена Западного Забайкалья (Береговая, Тологой) и Монголии (Шамар). Удунгинская фауна имеет общие виды с фаунами местонахождений Береговая и Тологой: Ochotonoides comlicidens, Hipparion houfenense, H. tchicoicum, Gazella sinensis, Antilospira sp., Lynx shansius, Dicerorhinus sp.; местонахождения Шамар: H. houfenense, H. tchicoicum, Presbytis cf. eohanuman, Lynx shansius, Gazella sinensis, Antilospira sp. Фауна наземных позвоночных из Удунги в отличие от фауны из Шамара содержит гораздо большее количество представителей семейства оленеобразных, остатки которых в описываемом захоронении преобладают над остальными. Несомненно, дальнейшее изучение фауны данного захоронения близ с. Удунга позволит найти ее место среди известных местонахождений ископаемой фауны Центральной Азии, а также расширить видовой состав данного ориктоценоза.

В заключение автор считает необходимым поблагодарить В.И. Жегалло (ПИН АН СССР) за ряд полезных замечаний и М.В. Сотникову (ГИН АН СССР) за предварительное определение остатков хищных зверей.

## ЛИТЕРАТУРА

*Агаджанян А.К., Ербаева М.А.* Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 190 с.

*Базаров Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.

*Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н.* Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайккалья. М.: Наука, 1976. 148 с.

*Белова В.А.* Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.
*Борисоглебская М.Б.* Новый вид обезьяны (Mammalia, Primates) из плиоцена Северной Монголии // Ископаемые позвоночные Монголии. М.: Наука, 1981. С. 95–108.
*Вангенгейм Э.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 182 с.
*Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е.* и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.
*Вислобокова И.А.* Новый олень из плиоцена Монголии // Фауна мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1979. С. 31–38.
*Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Монголии. М.: Наука, 1981. 196 с.
*Девяткин Е.В., Зажигин В.С.* Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 357–363.
*Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Малаева Е.М.* Новые местонахождения позднеплиоценовой фауны мелких млекопитающих Северной Монголии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 100–114.
*Дмитриева Е.Л.* Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1977. 120 с.
*Ербаева М.А.* История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.
*Жегалло В.И.* Гиппарионы из неогеновых отложений Западной Монголии и Тувы: Фауны мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971. С. 98–119.
*Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 156 с.
*Иваньев Л.Н.* К вопросу стратиграфического расчленения кайнозойских красноцветов Западного Забайкалья по данным палеонтологии // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. 1966. Т. 65. С. 82–99.
*Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
*Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А.* и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 280 с.
*Сотникова М.В.* Верхнеплиоценовые Carnivora Центральной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11. С. 133–137.
*Сотникова М.В.* Felis (Lynx) в плиоцене Монголии и СССР // Фауна мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1979. С. 23–30.
*Тлеубердина П.А.* Позднеогеновая фауна юго-востока Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 120 с.
*Шилова Г.Н.* Развитие растительности Монголии в плиоцене и плейстоцене // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 167–170.
*Янин Б.Т.* Основы тафономии. М.5 Недра, 1983. 184 с.
*Boule N., Breuil H., Licent E., Teilhard de Chardin P.* Le paleolithique de la Chine (Paleontologia) // Arch. Inst. paleontol. hum. 1928. N 4. P. 1–102.
*Chuankuei L., Wenyu W., Zhuding Q.* Chinese Neogene: subdivision and correlation // Vertebrate Palasiatica. 1984. Vol. XXII, N 3. P. 178.
*Ficcarelli G.* Osservazioni sull'evoluzione del genera Ursus // Boll. Soc. paleontol. ital. 1979. Vol. 18, N 2. P. 166–172.
*Kurten B.* Pleistocene mammals of Europe. L.: Weidenfeld and Nicolson,. 1968. 317 p.
*Teilhard de Chardin P.* The fossils from Locality 18 near Peking // Palaeontol. Sinica. N. S. C. 1940. Vol. 9. P. 9–94.
*Teihard de Chardin P., Leroy P.* Les Felides de China // Publ. Inst. Geobiol. Peking, 1945. N 11. 58 p.
*Teilhard de Chardin P., Piveteau J.* Les mammiferes fossiles de Nichovan (Chine) // Ann. paléontol. 1930. Vol. 19. P. 3–134.

ABSTRACT

The paper contains the data on the new Pliocene locality of mammalian remains near the Udunga village on river Temnik, where are remains were first found in southern East Siberia. Geographic and stratigraphic distributiton analysis has been conducted of species and genera of large mammals thet make up the fauna, which allowed to date the sequence.

УДК 569.614 (591.4)

И.А. ДУБРОВО, Г. ЯКУБОВСКИЙ

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О РОДОВЫХ ПРИЗНАКАХ ИСКОПАЕМЫХ СЛОНОВ

Остатки наземных позвоночных широко используются для стратиграфии и корреляции позднекайнозойских отложений.

Одной из важных в этом отношении групп млекопитающих являются хоботные, быстрый темп эволюции которых привел к появлению в плиоцене и плейстоцене не только новых видов, но и новых родов.

Систематика ископаемых хоботных построена почти исключительно на признаках морфологии их черепов и зубов. Диагностичекие черты строения посткраниального скелета почти не выявлены, а некоторые указываются ошибочно. Рядом авторов отмечается как диагностический признак родового ранга тип строения запястья – оно может быть сериальным и асериальным. Для части хоботных он точно установлен. Так, у рода Mammuthus запястье асериальное, а у рода Loxodonta – сериальное.

Относительно типа строения запястья слонов рода Palaeoloxodon высказываются разные мнения. У Palaeoloxodon из местонахождения Апнор в Англии описано асериальное запястье (Andrews, Cooper, 1928). Позже В.Е. Гарутт (Гарутт, Дубинин, 1951; Гарутт, 1954), анализируя строение запястья хоботных, указал для рода Palaeoloxodon сериальное запястье. На основании этого заключения была определена принадлежность части посткраниального скелета слона с асериальным запястьем из местонахождения Скаратки в Польше не роду Palaeoloxodon, а роду Mammuthus (Chmielewski, Kubiak, 1962).

Геологический возрастной интервал существования разных таксонов хоботных и их экологическая приуроченность неодинаковы, следовательно, определение точной систематической принадлежности их ископаемых остатков, в том числе и изолированных костей, очень важно.

В последние годы в центральной части Польши были найдены три скелета палеолоксодонтных слонов. Два из них (из Варшавы и из окрестностей Юзвина) принадлежат самцам, а скелет из окрестностей Цеханува – самке. У всех животных функционировали последние коренные зубы, остатки были захоронены в верхнеплейстоценовых отложениях (Jakubovski и др., 1968; Stankowski, 1984).

Наличие скелетов слонов почти одинакового индивидуального и геологического возраста, систематическая принадлежность которых роду Palaeoloxodon точно определяется морфологией их черепов и зубов, позволило провести изучение типа строения запястья и морфологии костей этого рода.

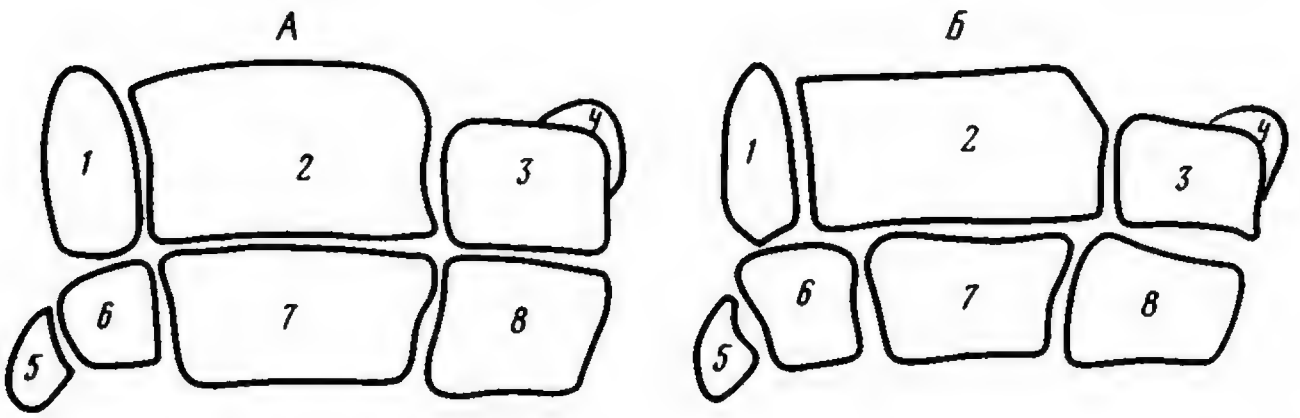



**Рис. 1.** Схема строения запястья
*А* – сериальное запястье, *Б* – асериальное запястье. *1* – ладьевидная кость, *2* – полулунная кость, *3* – трехгранная кость, *4* – гороховидная кость, *5* – большая многоугольная кость, *6* – малая многоугольная кость, *7* – головчатая кость, *8* – крючковидная кость

**Соотношение ширины полулунной и головчатой костей ископаемых слонов**

| № п/п | Промеры (в мм) и индексы (в %) | Palaeoloxodon | | | | Mammuthus | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Польша | | Англия | Италия | СССР | |
| | | Юзвин (музей г. Канина) | Цеханув (музей г. Млава) | Аппор (Andrews, Cooper, 1928) | Грот Стефано (МР) | Таймыр (ЗИН) | р. Березовка (ЗИН) |
| 1 | Ширина полулунной кости * | 171 | 130 | 158 | 173 | 113 | 116 |
| 2 | Ширина головчатой кости * | 127 | 86 | 117 | 135 | 86 | 82 |
| 3 | Разность 1–2 | 44 | 44 | 41 | 38 | 27 | 34 |
| 4 | Индекс 2:1 | 74,2 | 66,1 | 74,0 | 78,0 | 76,1 | 70,7 |
| 5 | Индекс 3:1 | 25,7 | 33,9 | 25,9 | 21,9 | 23,9 | 29,3 |

*На контакте полулунной и головчатой костей.

| № п/п | Mammuthus | | | | Archidiskodon | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | СССР | | | | Польша | СССР | | Италия | |
| | Балта (ОГУ) | Гыданский п-ов (ПИН) | Хаджибейский лиман (ОГУ) | Гатное (ЗИУ) | Скаратка (ИС) | Ногайск (ЗИН) | Ставрополь (КМС) | Долина р. Чиана (МФ) | Аквила (Maccagnio, 1962) |
| 1 | 143 | 136 | 170 | 122 | 148 | 152 | 140 | 151 | 172 |
| 2 | 105 | 98 | 120 | 84 | 114 | 143 | 122 | 130 | 145 |
| 3 | 38 | 38 | 50 | 38 | 34 | 29 | 18 | 21 | 27 |
| 4 | 73,4 | 72,0 | 70,6 | 68,8 | 76,7 | 94,1 | 87,1 | 86,1 | 84,3 |
| 5 | 26,6 | 27,9 | 29,4 | 31,1 | 24,3 | 5,9 | 12,8 | 13,9 | 15,7 |

В качестве сравнительного материала (таблица), кроме коллекций Палеонтологического института АН СССР (ПИН) и Музея Земли АН ПНР (МЗ), авторы пользовались коллекциями Зоологического института АН СССР (ЗИН), Зоологического института АН УССР (ЗИУ), Краеведческого музея г. Ставрополя (КМС), Института систематической и экспериментальной зоологии АН ПНР (ИС), а также музеев университетов Флоренции (МФ) и Рима (МР).

За предоставленную возможность работать с материалами приносим свою глубокую благодарность руководителям и сотрудникам этих научных учреждений.

Учтены также литературные данные по строению запястья разных слонов (Заленский, 1903; Закревская, 1936; Гарутт, 1954; Neuville, 1946; Chmielewski, Kubiak, 1962; Maccagnio, 1962; и др.). Использование приведенных в литературе промеров, а также характеристик пропорций костей запястья и их сочленовных фасеток сильно затруднено из-за отсутствия единой методики промеров. Разные исследователи один

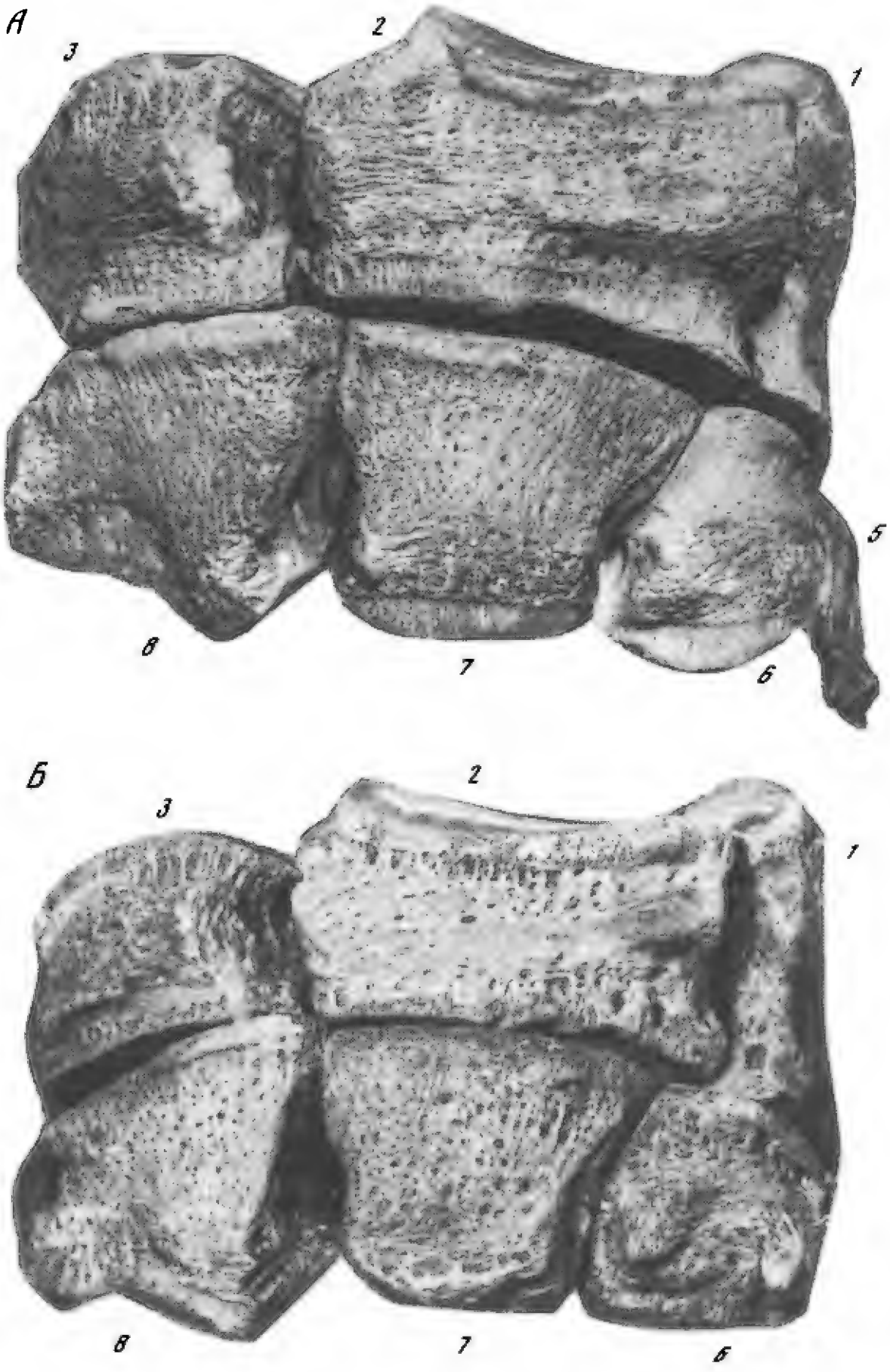



**Рис. 2.** Асериальное запястье Palaeoloxodon
*А* – самец, окрестности Юзвина, ПНР; *Б* – самка, окрестности г. Цеханув, ПНР
Условные обозначения см. на рис. 1

и тот же промер называют различно. Так, проксимально-дистальный размер называют и высотой, и толщиной, и длиной, а в других работах в качестве длины кости указан ее размер спереди назад.

Мы предлагаем унифицировать методику промеров костей запястья. Считаем наиболее рациональным указывать: 1) высоту, измеряя ее проксимально-дистально; 2) ширину – латерально-медиально; 3) поперечник – спереди назад.

**Рис. 3.** Сериальное запястье Archidiskodon, окрестности г. Ставрополя, СССР

Промеры эти используются при характеристике как костей запястья, так и их сочленовных фасеток. Во всех случаях приводится наибольшая величина промера.

Запястье хоботных состоит из восьми костей (рис. 1). Проксимальный ряд включает четыре кости: ладьевидную, гороховидную, полулунную, трехгранную; дистальный – большую многоугольную, малую многоугольную, головчатую и крючковидную. При движении конечностей положение костей проксимального и дистального рядов относительно друг друга несколько меняется, но в зависимости от имеющегося соотношения ширины этих костей, а особенно ширины полулунной и головчатой костей запястье имеет сериальный или асериальный тип строения.

В сериальном запястье полулунная и головчатая кости имеют практически одинаковую ширину и первая опирается на вторую (см. рис. 1, *А*).

В асериальном запястье (см. рис. 1, *Б*) полулунная кость значительно шире головчатой и опирается не только на нее, но и на соседние карпальные кости дистального ряда.

Изучение строения запястья палеолоксодонтных слонов из Польши, а также анализ литературных данных показывают, что запястье Palaeoloxodon имеет четкое асериальное строение (рис. 2). Математически это может быть выражено двумя индексами: 1) отношение ширины головчатой кости к ширине полулунной кости равно у Palaeoloxodon 66,1–78%; 2) отношение разности ширины головчатой кости и ширины полулунной к ширине последней у Palaeoloxodon – 21,9–33,9%.

Запястье у Archidiskodon сериальное (рис. 3), у Mammuthus – асериальное.

В результате детального изучения костей запястья слонов рода Palaeoloxodon из Польши и сравнения их с теми же костями Mammuthus и Archidiskodon установлены отличия в пропорциях и морфологии карпальных костей этих родов слонов. Использованы данные по запястью слонов, родовая принадлежность которых точно известна.

### ЛАДЬЕВИДНАЯ КОСТЬ

1. У Palaeoloxodon кость относительно выше, чем у Mammuthus и Archidiskodon.

2. Верхяя фасетка для полулунной кости у Palaeoloxodon треугольная, у Archidiskodon округлая и относительно более высокая.

3. Нижняя фасетка для полулунной кости у Palaeoloxodon вытянутая поперечно, а у Archidiskodon округлая; высота этой фасетки у Palaeoloxodon вперед увеличивается, а у Mammuthus и Archidiskodon не изменяется.

4. Форма нижней сочленовной поверхности ладьевидной кости у Palaeoloxodon и у Mammuthus почти треугольная, а у Archidiskodon – округлая.

**ПОЛУЛУННАЯ КОСТЬ**

1. Индекс ширины кости к поперечнику у Palaeoloxodon меньше 100%, у Mammuthus он может достигать 116%, а у Archidiskodon всегда меньше минимального у Mammuthus, т.е. меньше 90%.
2. У Palaeoloxodon имеется две, верхняя и нижняя, фасетки для трехгранной кости, у Mammuthus и Archidiskodon верхняя часто не развита.

**ТРЕХГРАННАЯ КОСТЬ**

1. У Palaeoloxodon кость значительно у́же, чем у Mammuthus и Archidiskodon, что связано с менее сильным развитием клювовидного отростка.
2. Сочленовная фасетка для гороховидной кости у Palaeoloxodon треугольная с максимальной высотой латерально, у Mammuthus почти прямоугольная, высота ее почти одинаковая.
3. У Palaeoloxodon верхняя фасетка для полулунной кости имеется всегда, у Mammuthus и Archidiskodon она часто не развита.

**ГОРОХОВИДНАЯ КОСТЬ**

1. У Palaeoloxodon кость менее массивная, чем у Mammuthus и Archidiskodon.
2. Опускание латеральной части сочленовной фасетки для трехгранной кости у Palaeoloxodon, придающее ей треугольную форму, отсутствует у Mammuthus, и фасетка имеет почти прямоугольную форму.

**БОЛЬШАЯ МНОГОУГОЛЬНАЯ КОСТЬ**

У Palaeoloxodon кость относительно выше, чем у Mammuthus.

**МАЛАЯ МНОГОУГОЛЬНАЯ КОСТЬ**

У Palaeoloxodon на латеральной стороне впереди имеются две, верхняя и нижняя, фасетки для головчатой кости, у Mammuthus они слиты в одну, занимающую всю высоту кости.

**ГОЛОВЧАТАЯ КОСТЬ**

1. Кость у Palaeoloxodon и Mammuthus впереди у́же, чем сзади, у Archidiskodon соотношение обратное.
2. При обычно имеющей место частичной редукции нижней сочленовной фасетки для крючковидной кости у Palaeoloxodon сохраняется ее задний участок, а у Mammuthus – передний и средний.
3. Задняя фасетка для большой многоугольной кости у Palaeoloxodon вдвое меньше передней по площади, а у Mammuthus – в 3–4 раза.

**КРЮЧКОВИДНАЯ КОСТЬ**

У Palaeoloxodon кость относительно шире, чем у Mammuthus и Archidiskodon.

Надо отметить, что отличия костей запятья трех родов ископаемых слонов установлены на неравном материале. Поэтому возможно, что часть из отмеченных выше отличий после получения бо́льших материалов будет переведена в категорию признаков половой или индивидуальной изменчивости.

Для ряда костей запястья Palaeoloxodon может быть указана половая изменчивость их морфологии. Так, ладьевидная кость у самцов относительно шире, чем у самок, относительно шире и ее фасетки. На полулунной кости есть небольшие отличия в очертаниях сочленовной фасетки для лучевой кости: у самца задний край ее более прямой, выемка медиального края более резная, латеральный край более полого идет к заднемедиальному углу контакта площадок для локтевой и лучевой костей. Отмечается некоторая разница в пропорциях трехгранной кости и некоторых ее сочленовных фасеток. Видимо, различно также отношение наибольшей ширины к поперечнику у головчатой кости.

Можно отметить ряд отличий в деталях строения костей запястья палеолоксодонтных слонов Польши и Англии.

1. На ладьевидной кости различны форма верхней сочленовной фасетки для полулунной кости – почти треугольной у палеолоксодонтов из Польши и полукруглой у слона из Апнора, а также фасетки для лучевой кости.

2. На полулунной кости отличается форма фасетки для сочленения с лучевой костью, а также угол между этой фасеткой и фасеткой для локтевой кости: у польских палеолоксодонтов он больше, а у английских меньше 100°.

3. На большой многоугольной кости различен угол между фасетками для малой многоугольной и второй метакарпальной костей: у палеолоксодонта из Польши он около 130°, у апнорского почти 180°. Различно также соотношение величины фасеток для ладьевидной и второй метакарпальной костей: у самца из Юзвина первая больше второй, а у самца из Апнора соотношение обратное.

Выявлена также значительная индивидуальная изменчивость ряда признаков костей запястья слонов. Так, индекс ширины полулунной кости к ее поперечнику у Mammuthus от 91,3 до 116,4%. На малой многоугольной кости развиты или три отдельные фасетки на ее латеральной стороне или две – передняя верхняя фасетка может быть слита с нижней. На головчатой кости изменчиво соотношение размеров фасеток для второй и третьей метакарпальных костей. Изменчиво строение латеральной части поверхности сочленения трехгранной и крючковидной костей. Оно может быть различно даже на костях одного животного. Так, сочленовная поверхность для крючковидной кости у самки из Цеханува на правой трехгранной кости заходит на ее крючковидный отросток, а на левой не заходит.

Установлено, что из признаков, которые указывались как отличия разных родов слонов (Andrews, Cooper, 1928; Гарутт, 1954), в диагнозах не могут быть использованы: 1) отношение ширины к высоте ладьевидной кости, 2) отношение ширины к поперечнику полулунной кости, 3) строение сочленовной поверхности для крючковидной кости на трехгранной кости, 4) форма сочленовной фасетки для локтевой кости на гороховидной кости.

В настоящей статье кратко приведены результаты детального сравнительного изучения строения запястья слонов рода Palaeoloxodon. Установленная асериальность строения запястья Palaeolohodon, ряд выявленных диагностических признаков морфологии карпальных костей могут быть включены в диагнозы и использоваться при определении родовой принадлежности остатков ископаемых слонов.

## ЛИТЕРАТУРА


*Гарутт В.Е.* Южный слон Archidiskodon meridionalis (Nesti) из плиоцена северного побережья Азовского моря // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1954. Т. 10, вып. 2. С. 1–76.

*Гарутт В.Е., Дубинин В.Б.* О скелете Таймырского мамонта // Зоол. журн. 1951. Т. 30, № 1. С. 17–23.

*Закревська Г.* Elephas trogontherii Pohl. з правобережья середнього Дніпра // Тр. Інст. геол. 1936. Вып. 5. С. 1–138.

*Заленский В.* Остеологические и одонтографические исследования над мамонтом (Elephas primigenius Blum.) и слонами (E. indicus L. и E. africanus Blum.) // Научные результаты экспедиции, снаряженной для раскопок мамонта. 1903. Т. 1. С. 1–125.

*Andrews C.W., Cooper C.F.* On a specimen of Elephas antiquus from Upnor. L., 1928. 25 p.

*Chmielewski W., Kubiak H.* The find of mammoth bones at Skaratki in the Lowicz district // Folia Quatern. 1962. N 9. P. 1–24.
*Jakubowski G., Krysiak K., Roskoz T.* The Forest Elephant – Palaeoloxodon antiquus (Falc. et Cautl. 1847) from Warsaw // Pr. Muz. Ziemi. 1968. N 12. P. 187–212.
*Maccagnio M.A.* Gli elephanti fossili di Riano (Roma) // Geol. Rom. 1962. Vol. 1. P. 33–132.
*Neuville H.* Sur quelques caracteres defferentiels du corpe et du tarce cher les Proboscidiens // Mammalia. 1946. T. 10, N 3/4. P. 122–128.
*Stankowski W.* Pozycja stratygraficzna szkieletu slonia lésnego w świetle analizy geologicznej stanowiska Józwin // Zesz. nauk. Muz. Okreg. w Koninie. 1984. N 2. S. 3–12.

ABSTRACT

Presented are the results of comparative studies of fossil elephants' carpal bones. Aserial character of Palaeoloxodon wrists as well as a series of generic diagnostic characters of carpal bones morphology have been determined. A uniform measuring technique is suggested as well as indices to characterize the wrist structural type.

УДК 564.143:551.782.23

А.Э. БАСИЛЯН

# АСТАРТЫ ПЛИОЦЕНА О-ВА ПАРАМУШИР

Верхняя часть плиоценового разреза на островах Парамушир и Шумшу (Курильские острова) представлена породами океанской свиты, выделенной М.Я. Ивановой и О.Т. Толстихиным в 1951 г. Ими было описано два разреза в районе пос. Океанского и мыса Утесного. По данным К.Ф. Сергеева (1966), свита в основном сложена вулканическими брекчиями, лавобрекчиями и лавами основного состава с линзовидными прослоями туфов, туфо-песчаников и туфо-гравелитов, часто с остатками малакофауны. Ее наиболее богатое местонахождение встречено в районе мыса Бакланий. Здесь обнажается 30-метровая пачка желто-серых грубозернистых гравелитов, содержащих многочисленные остатки моллюсков. Выше по разрезу залегает 3-метровый пласт гравелитов без фауны, который перекрыт буро-серыми туфо-гравелитами с линзами песчаников и псаммитовых туфов с раковинами и отпечатками моллюсков. В них преобладают остатки Chlamys и Mizuhopecten (Гаврилов и др., 1966).

В этом разрезе К.Ф. Сергеевым из прослоя вулканогенных песчаников собрана коллекция моллюсков. По определению А.П. Ильиной и Л.В. Криштофович здесь присутствуют: Pecten (Chlamys) turpiculus Vok., P. (Patinopecten) yessoensis Jay, Astarte borealis (Shum.), Cardita crebricostata Krause, Taras (Taras) cf. parilis (Conrad), Clinocardium cf. californiense Desh., Serripes grönlandicus (Brügn), Liocima fluctuosa Gould var., subfluctuosa Khom., Mactra (Spisula) polynyma Stimps., Acteon kamtchaticus Slod. et Ilyina, Bela cf. candida Vok., B. yanomii Vok., Buccinum paramushirensis Nomura, Littorina cf. sqalida Broderip et Sowerby, Natica (Tectonatica) clausa Broderip et Sowerby, Polinices (Euspira) galianoi Dall, Epitonium (Boreascala) greenlandicum Perry, что позволило отложения океанской свиты датировать плиоценом.

В 1979 г. в 100м на юго-запад от мыса Бакланий (рис. 1) в береговом 6-метровом обрыве, где обнажается толща грубозернистых песчаников, туфо-песчаников и туфо-гравелитов, О.М. Петровым совместно с автором была собрана представительная коллекция раковин моллюсков. Изучение этого материала позволило расширить систематический состав фауны океанской свиты. В частности, вид, определяемый ранее как Astarte borealis, нами описан в качестве нового вида Astarte (Tridonta) paramushiriensis; серийная коллекция раковин Astarte (Nicania) chishimana, изученная и обработанная с помощью электронной вычислительной машины "Искра-226", во многом позволила уточнить объем этого вида. На основании предварительных определений систематического состава комплекса моллюсков отложения океанской свиты датируются верхами плиоцена.

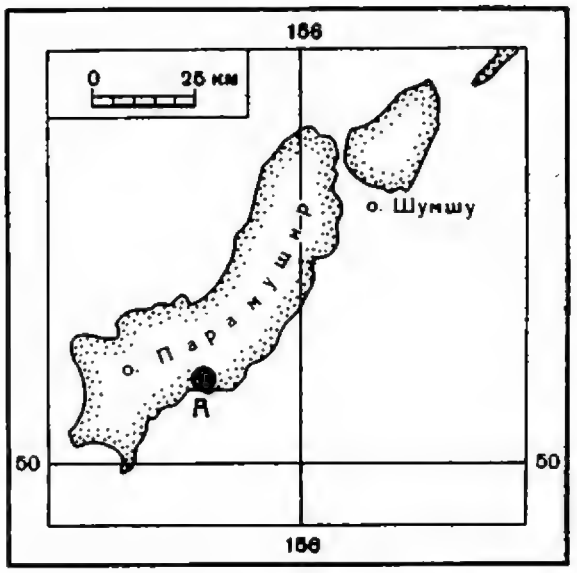



Рис. 1. Местонахождение разреза (А)

Для целей детальных стратиграфических исследований верхнего кайнозоя изучение представителей рода Astarte имеет существенное значение. Не известные из миоценовых отложений северо-западной Пацифики, Astarte появляются в плиоцене и широко распространяются в антропогене, вследствие чего являются хорошим возрастным показателем.

В составе комплексов моллюсков астарты определены из плиоценовых отложений Японии (Ogasawara, 1977), отложений помырской свиты и III горизонта маруямской свиты о-ва Сахалина (Атлас..., 1968), парусной свиты о-ва Итуруп (Атлас..., 1972), лимимтеваямской и усть-лимимтеваямской свит Камчатки (Гладенков, 1972), из берингийских слоев Аляски (MacNeil et al., 1943).

Широкое развитие астарт является характерным для усть-лимитеваямского горизонта верхней части плиоцена, аналоги которого прослежены на большой территории северной Пацифики (Гладенков, 1978). По-видимому, отложения океанской свиты, заключающие астарт, являются коррелятными этому горизонту.

## ОТРЯД LUCINIDA

## СЕМЕЙСТВО ASTARTIDAE

### Род Astarte Sowerby, 1816

### Подрод Nicania Leach, 1819

Типовой вид: Nicania banksii Leach, 1819 (Venus montagui Dillwyn, 1817, var. banksii), современный вид, арктические моря.

Диагноз. Раковина маленькая, слабо неравносторонняя, гладкая или с мелкой концентрической скульптурой. Лунка и щиток узкие, углубленные. Замочная площадка тонкая, узкая. Внутренний край гладкий.

Распространение. Плиоцен – ныне.

### Astarte (Nicania) chishimana Nomura, 1933

Рис. 2, *4–7*

Astarte chishimana: Nomura, 1933, с. 4, табл. 1. *7,7а*; Атлас..., 1972, с. 119, табл. 44, *7–10*.

Диагноз. Раковина небольшая, округло-треугольная, почти равносторонняя со слабой тонкой концентрической скульптурой. Макушка слабо выступающая. Ветви спинного края спрямлены.

Первоописание. Раковина небольшая, довольно тонкая, округло-треугольная, высота больше длины (?–*А. Б.*), субуплощенная, почти равносторонняя, передняя часть слегка уже и короче задней, округлая впереди, тупо обрубленная сзади; передне- и заднеспинной края почти прямые; макушечный угол около 110°; нижний край довольно прямой. Макушка небольшая, умеренно выступающая. Поверхность с кон-

Рис. 2. Род Astarte

*1а, б* – Astarte (Tridonta) borealis borealis (Schumacher): *а* – правая створка (× 1), *б* – левая створка, Энмелен, крестовская свита (Петров, 1966, табл. XIV, рис. *4*, *7*). *2а, б* и *3а, б* – A. (Tridonta paramushiriensis Basilian sp. nov.: *2* – голотип № 4373-1/58, левая створка (× 1): *а* – вид снаружи; *б* – вид изнутри; *3* – паратип № 4373-1/59, левая створка (× 1): *а* – вид снаружи, *б* – вид изнутри. *4а, б, 5а, б, 6а, б* и *7* – A. (Nicania) chishimana Nomura: *4* – экз. № 4373-1/4, правая створка, вид снаружи: *а* – × 2, *б* – × 1; *5* – экз. № 4373-1/1, левая створка, вид изнутри: *а* – × 2, *б* – × 1; *6* – экз. № 4373-1/29, правая створка, вид изнутри: *а* – × 2, *б* – × 1; *7* – экз № 4373-1/14, левая створка, вид снаружи (× 1)

1а

2а

3а

1б

2б

3б

4а

5а

6а

4б

5б

6б

7

Размеры Astarte (Nicania) chishimana, мм

| Длина | Кол-во, шт. | $К_у$ | $К_в$ | $К_н$ | Апикальный угол |
|---|---|---|---|---|---|
| 7,1–10,0 | 3 | 0,91–0,92 | 0,24–0,30 | 0,55–0,57 | 97–107° |
| 10,1–13,0 | 9 | 0,8–0,97 | 0,20–0,28 | 0,50–0,60 | 101–120° |
| 13,1–16,0 | 19 | 0,81–1,00 | 0,20–0,30 | 0,48–0,60 | 97–120° |
| 16,1–19,7 | 21 | 0,82–0,95 | 0,18–0,27 | 0,48–0,60 | 102–118° |
| | | ср. 0,91 | ср. 0,24 | ср.0,54 | ср.108° |

центрическими полосами и более или менее неправильными промежутками. Замок довольно высокий, средний кардинальный зуб косой и наиболее сильный. Щиток вдавленный, узкий и ланцетовидный. Лунка стертая. Внутренний край не виден. Длина 15 мм, высота 14 мм (Nomura, 1933).

Материал. Более 50 экземпляров, из них – 30 хорошей сохранности.

Описание. Раковина маленькая, до 20 мм длиной, округло-треугольная (ср.$К_у$ = = 0,91), умеренно выпуклая (ср. $К_в$ = 0,24), высота чуть меньше длины, почти равносторонняя (ср. $К_н$ = 0,54) с несколько оттянутым передним краем. Макушка маленькая, умеренно выступающая. Очертания створок плавные без перегибов. Чуть вогнутый переднеспинной и слабо выпуклый заднеспинной края приблизительно равной длины. Округлые задний и передний края связаны широкой дугой нижнего края. Передний край чуть короче заднего. Апикальный угол тупой до 120° при среднем значении 108°. Щиток узкий, углубленный, обособлен острым перегибом. Лунка чуть вдавлена, неглубокая. Поверхность раковины покрыта низкими, овальными концентрическими ребрышками часто с выравненными вершинами, тонко нарезанные межреберные промежутки много уже ребер. У наиболее крупных раковин до 30 ребер, в нижней четверти они более узкие и у краев неотличимы от линий нарастания. У некоторых особей скульптура выражена крайне слабо. Замочная площадка узкая, длинная. Астартоидный замок недоразвит. Правая створка с одним кардинальным зубом, двумя передними и одим задним латеральными зубами. Левая – с двумя симметричными кардинальными, одним передним и двумя задними латеральными зубами. Латеральные зубы отчетливо видны, узкие и длинные. Отпечатки мускулов-аддуктуров овальные, чуть вдавлены и расположены симметрично. Нижний край изнутри несколько спрямлен (до 3 мм).

Изменчивость. У A. (N.) chishimana значительно варьируют все биометрические характеристики формы раковины независимо от их конечного размера (таблица). Установлено, что около 80% биометрических коэффициентов близки средним значениям (рис. 3), а между коэффициентами удлиненности и величиной апикального угла существует обратная зависимость. Связь величины апиклального угла с выпуклостью выражена несколько слабее, а с неравносторонностью отсутствует (рис. 4). Еще более значительна индивидуальная изменчивость, которая наблюдалась на ряде створок, различных по форме и размерам. С ростом раковины незакономерно изменяли свою форму, но с явной тенденцией округления (рис. 5). Изменчивость также затрагивает и скульптуру поверхности раковины. Это касается прежде всего величины и формы ребрышек, которые могут быть овальными, овальными со сглаженными вершинами и полосовидными. Неизменной остается тонкая нарезка межреберных промежутков.

Сравнение. A. (N.) chishimana близка к A. (N.) inaequilatera Filatova и к A. (N.) montagui Dillwyn, отличается от них менее выступающей макушкой и спрямленным переднеспинным краем. От молоди A. (T.) borealis наш вид отличается более узкой замочной площадкой и оттянутым передним краем, от A. (A.) hakodatensis Yokoyama -- гладким внутренним краем.

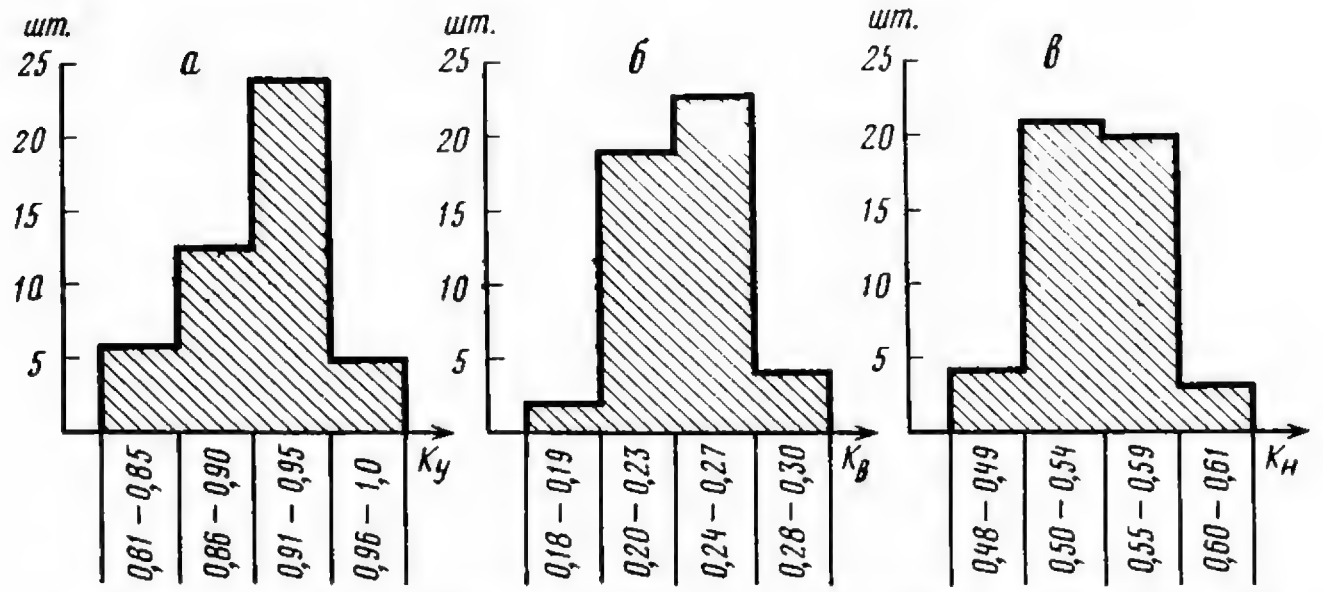



**Рис. 3.** Гистограмма распределения значений биометрических коэффициентов *а* – удлиненности, *б* – выпуклости, *в* – неравносторонности

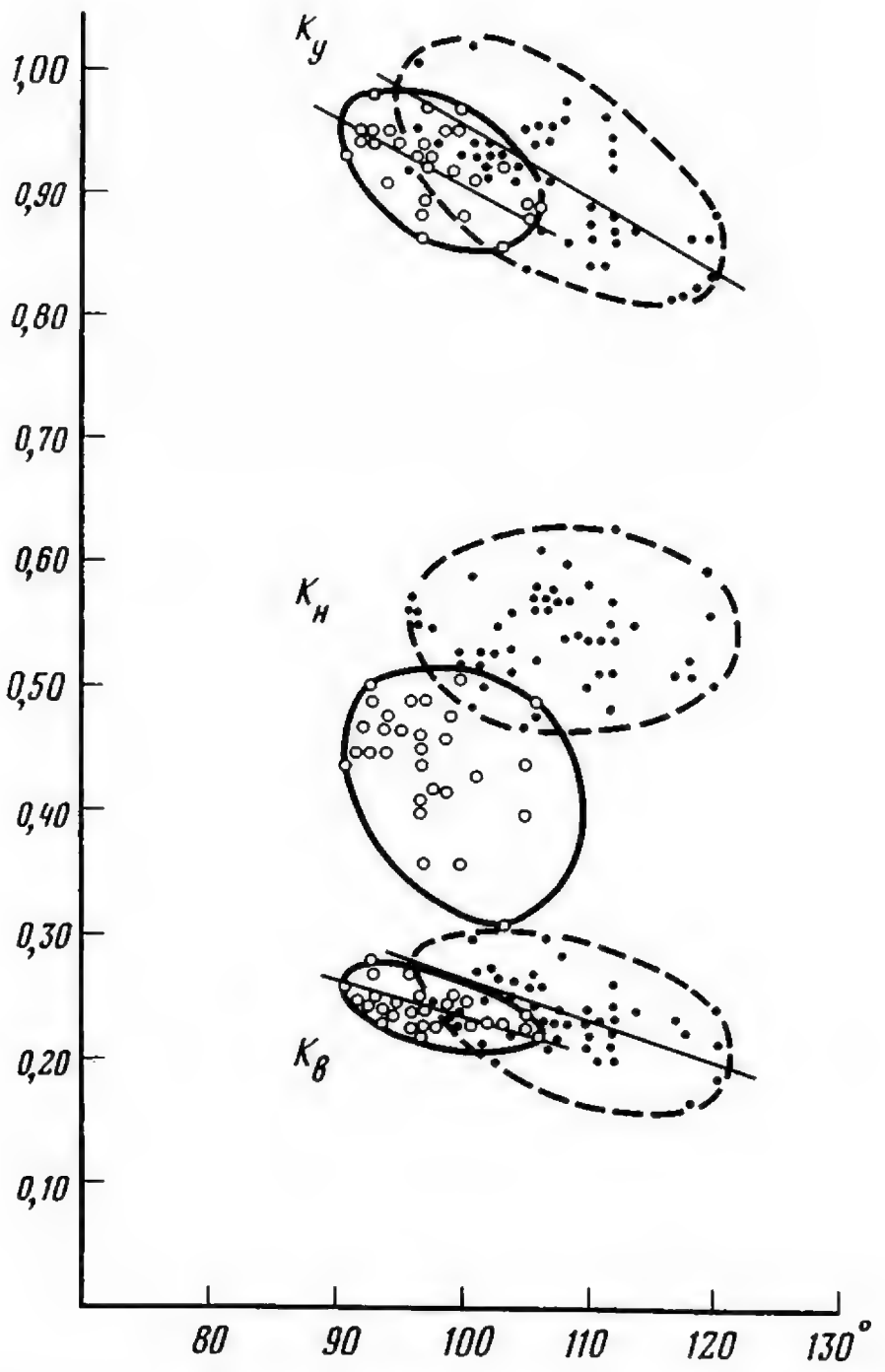



**Рис. 4.** Зависимость биометрических коэффициентов от величины апикального угла
Пунктир – Astarte (Nicania) chishimana, сплошная линия – A. (N.) montagui (для сравнения)

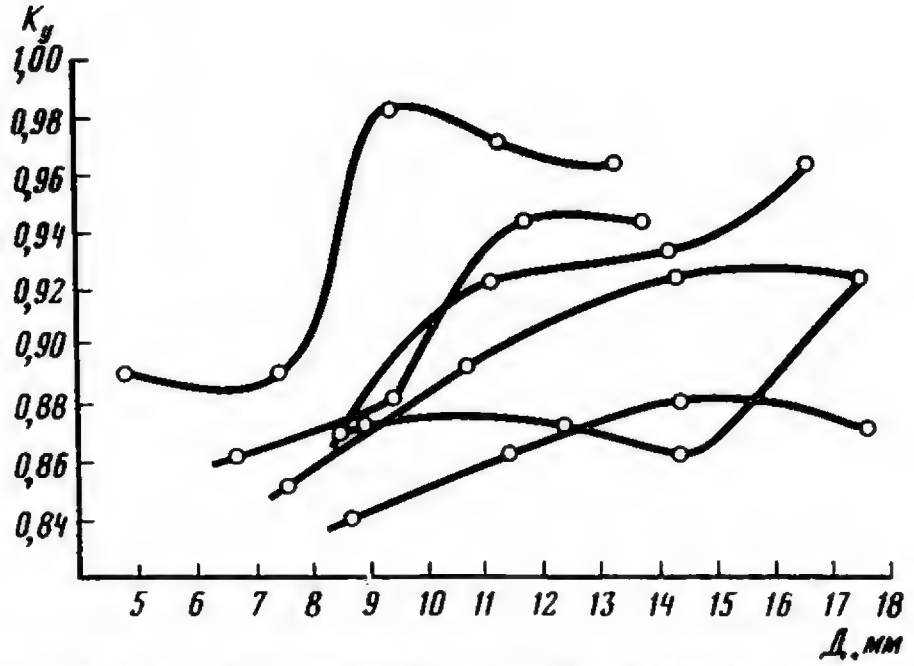



**Рис. 5. Зависимость значения коэффициента удлиненности от индивидуальной длины раковины**

Фациальная приуроченность. Туфо-гравелиты, грубозернистые туфо-песчаники, песчаники.

Распространение. Плиоцен: о-в Парамушир – океанская свита.

### Подрод Tridonta Schumaher, 1817

Типовой вид: Tridonta borealis Schumaher, 1817 (Venus borealis Chemnitz, 1784), современный вид, северные моря

Диагноз. Раковина от косочетырехугольной до округлой формы, гладкая или с маленькими, частыми концентрическими ребрами, по крайней мере, на ранних стадиях роста, внутренний край гладкий.

Распространение. Плиоцен -- ныне.

### Astarte (Tridonta) paramushiriensis Basilian, sp. nov.

Рис. 2, *2–3*

Astarte (Tridonta) borealis borealis: Атлас..., 1972, с. 119, табл 44, *5,6*.

Голотип: № 4373–1/58, левая створка, ГИН АН СССР, Москва, Паратип: № 4373–1/59, левая створка, там же.

Диагноз. Раковина крупная, округло-треугольная, со слабо выпуклым нижним и суженным передним краями, с тонкими, слабыми концентрическими ребрами, покрывающими всю внешнюю поверхность раковины.

Материал. Две правых и пять левых створок, из которых две хорошей сохранности.

Описание. Раковина большая, до 50 мм длиной, округло-треугольная, достаточно толстостенная, умеренно выпуклая, слабо неравносторонняя с несколько большей задней частью, с тупой, слабо выступающей макушкой. Округлые передний и задний края без перегибов сочленяются с нижним слабо выпуклым краем. Ветви спинного края выровненные, достаточно длинные. Переднеспинной край слабо вогнут вблизи макушки. Лунка неглубокая, очерчена перегибом. Щиток узкий, длинный и глубокий, ограничен чуть нависающим валиком. Наружная поверхность раковины равномерно покрыта 55–60-ю тонкими, невысокими, овальными концентрическими ребрышками с равными межреберными промежутками. Замочная полощадка неширокая; замок типичный для рода.

Размеры (в мм). Длина × высота × выпуклость × длина передней части: 47 (?) × × 38 × 10,8 × 21; 43 × 37 × 11 × 20,5.

Сравнение и замечания. Наибольшее сходство A.(T.) paramushiriensis обнаруживает с крупными экземплярами A.(T.) borealis (Schumacher), которые в верхней части раковин имеют концентрическую скульптуру. От них A.(T.) paramushiriensis отличается суженным передним краем, относительно короткой замочной площадкой, скульптурой, представленной слабыми концентрическими ребрами на всей поверхности раковины, которые много тоньше, чем у A.(T.) borealis. По характеру скульптуры A.(T.) paramushiriensis напоминает некоторые экземпляры A. (T.) olchovica, Petrov, 1982, от которых отличается более толстой, округлой и более симметричной формой раковины, суженным передним краем и отсутствием характерной для A.(T.) olchovica выпуклостью. От A.(T.) rollandi Bernardi описываемый вид отличается менее округлой раковиной, спрямленным нижним краем, гораздо меньшей и узкой замочной площадкой и наличием тонкой скульптуры.

Фациальная приуроченность. Туфо-гравелиты, грубозернистые туфопесчаники, песчаники.

Распространение. Поздний плиоцен: о-в Парамушир – океанская свита.

## ЛИТЕРАТУРА


Атлас моллюсков миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 179 с.

Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 162 с.

*Гаврилов В.К., Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.П.* Третичные отложения северной части о. Парамушир. Южно-Сахалинск, 1966. (Тр. СахКНИИ; Вып. 16).

*Гладенков Ю.Б.* Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.

*Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северной части Тихого океана. М.: Наука, 1978. 194 с.

*Петров О.М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, 1966. 290 с. (Тр. ГИН; Вып. 156).

*Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 143 с.

*Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 149 с.

*MacNeil F.S., Mertie J.D., Pilsbry N.A.* Marine ingertebrate faunas of the buried beaches near Nome, Alaska // J. Paleontol. 1943. Vol. 17, N 1. P. 69–96.

*Nomura S.* Fossil mollusca from the island of Paramushira, Chishima (Kuril Islands), Japan // J. Geol. and Geogr. 1933. Vol. 11, N 1/2. P. 4–5.

*Ogasawara K.* Paleontological analysis of Omma fauna Toyama-Ishikawa Area, Hokuriku Province, Japan // Rep. Tohoku Univ. Sci. Ser. 2. 1977. Vol. 47, N 2. P. 43–156.


## ABSTRACT


Presented are species definitions of the Astarte genus from oceanic sequences of the Paramushir isl. suite.; Astarte (Tribonta) paramushiriensis Basilyan sp. nov. and Astarte (Nicama) chishimana Nomura. The paper indicates extenisive astarta dictribution in the Northern Pacific Pliocene and their significance for the Soviet Far East biostratigraphy.

УДК 551.217:551.792(470.32)

Г.В. ХОЛМОВОЙ

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТЕФРОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
## (на примере Центрально-Черноземного региона)

На обширной территории Центрально-Черноземного региона в неогеновых и четвертичных отложениях до настоящего времени известны только два типа пластовых накоплений вулканического пепла, которые по их основным местонахождениям должны называться горелкинским и дуванским.

Горелкинский тип пепла приурочен к миоценовым отложениям горелкинской свиты, где он был впервые описан в обнажениях у с.Горелка и у с. Макашева Борисоглебского района, а также в разрезах некоторых скважин в Тамбовской области (Дубянский, 1939; Лучицкий, 1939). Пепел в основном местонахождении достигает мощности 2,5 м, имеет липаритовый состав, показатель преломления стекла 1,495 ± 0,005 и удельный вес 2,35 ± 0,01. В.И. Лучицкий (1929) предполагал для него кавказское присхождение; Ю.И. Иосифова по петрохимическому сопоставлению доказывает сходство с нижнесарматскими вулканитами Карпат (Миоцен..., 1977). Ожидаются публикации с абсолютным возрастом пепла.

Дуванский тип пепла связан с верхнеплейстоценовыми отложениями и обычно образует линзовидные накопления небольшой мощности – 0,1–0,3 м, максимум – 1,25 м у с. Дуванка Воронежской области, где он был впервые описан (Дубянский, 1935; Лодочников, 1935, 1941). Этот пепел широко распространен по югу Европы и в разное время был отмечен более чем в ста пунктах на территории юга Русской равнины, показанных на карте четвертичных отложений Европейской части СССР масштаба 1 : 1500 000 (Л.; ВСЕГЕИ, 1971).

Показатель преломления стекла – 1,517 ± 0,003, удельный вес 2,39–2,40, структура – витрокластическая, тонкоалевритовая. Содержание обломков стекла в породе составляет 92,2–99,6%, что позволяет основную и наиболее чистую массу пепла именовать не туффитом, а пеплом в полном смысле этого слова. Химический состав, определенный еще В.Н. Лодочниковым (1935) как трахитовый, колеблется в довольно широких пределах и по 11 пробам трех ближайших местонахождений Дуванка, Костенки и Лосево составляет (%, от – среднее – до): $SiO_2$ – 57, 56–60, 20–67,79; $Al_2O_3$ – 12,56–17,07– 20,48; $TiO_2$ – 0,48–1,13–1,30; $Fe_2O_3$ – 3,60–6,46–8,54; FeO – 0,72–0,90–1,43; CaO – 1,98–3,19–4,53; MgO – 0,38–0,60–1,60; MnO – 0,02–0,04–0,16; $K_2O$ – 3,97– 5,76–6,52; $Na_2O$ – 0,17–0,30–4,40; $P_2O_5$ – 0,09–0,12; п.п.п. – 4,02–5,27–5,68; $H_2O$ – 0,92–4,10–7,40; $SO_3$ – следы. Такая неоднородность состава, очевидно, обусловлена не столько терригенной примесью, сколько его первичной вулканической дифференциацией.

Стратиграфический уровень пепла этого типа наиболее точно определяется в Костенковском палеолитическом районе, где он залегает в суглинке между двумя гумусовыми горизонами мончаловского (средневалдайского) интерстадиала. Для верхнего из них по древесному углю получена дата 32 700 ± 700 лет, что определяет возраст пепла как несколько более древний, чем 33 тыс. лет (Холмовой, Праслов, 1979).

В качестве источника пепла для всех его местонахождений сейчас предполагаются Флегрейские поля юга Италии (Мелекесцев и др., 1984).

Морфологический облик частиц пепла очень сходен при сравнении его в прослоях одного горизонта, разных местонахождений одного горизонта и даже при сравнении пеплов разных стратиграфических горизонтов. Это было отмечено еще В.И. Лучицким (1939) при описании пеплов у сел. Горелка и Дуванка в сравнении с вулканитами Кавказа. Сейчас мы различаем шесть морфологических типов частиц, три из которых

(отмечены звездочкой) ранее выделялись В.И. Лучицким. В порядке преобладания это следующие типы обломков:

1*) неправильные изометричные или слегка удлиненные, совершенно прозрачные, чистые осколки, остроугольные, с вогнутыми или выпуклыми краями, редко с волнистыми ограничениями;

2) такие же чистые и прозрачные, но вытянутые, игольчатые обломки, иногда изогнутые С-, S- и Т-образной формы;

3*) вытянутые призматические обломки с густой тонкой параллельной штриховкой по удлинению ("волосы Пеле"), с ровной, ступенчатой или чаще расщепленной торцевой гранью; встречаются при этом веерообразные формы с радиальной штриховкой; встречаются также обломки с вытянутыми газово-жидкими включениями;

4*) то же, что и 1, но с включениями пузырьков воздуха, реже с непрозрачными включениями, иногда стекло имеет буроватый оттенок;

5) призматические обломки 1-го типа с единичной прямой или слегка изогнутой штриховкой, подобной "волосам Пеле", часто оттеняемой желтовато-зелеными тонами плеохроизма (первичная девитрификация);

6) сложные ветвистые формы слегка вытянутых или изометричных очертаний из прозрачного стекла, иногда с газово-жидкими включениями.

В разрезе пластов пепла дуванского типа всегда встречаются все типы обломков, но сложные формы (6-й тип) чаще встречаются в основании пласта, а призматические штрихованные осколки (3-й) – в его верхней части (Лосево, Костенки, Рудкино).

Тефрохронологический метод стратиграфической корреляции основывается на теоретических предпосылках и наблюдениях, доказывающих, что плотность размещения и географическое положение вулканов сейчас и в геологическом прошлом обеспечивали пеплу ареалы рассеяния, взаимно перекрывающиеся и охватывающие практически всю земную поверхность (Калугин, 1969; Ван, Казанский, 1985). Однако в континентальных условиях бóльшая часть выпавшего пеплового материала переотлагалась. По данным И.И. Гущенко (1966), на территории Камчатки зоны-ловушки вокруг эруптивных центров составляют от 10 до 2% площади, на которой пеплы уничтожаются через 5–40 тыс. лет.

Пепловый материал, принесенный издалека, в условиях центра Русской равнины имеет особенности, из которых следует назвать, во-первых, общее его малое количество и чрезвычайную разубоженность в породах, в связи с чем он большей частью визуально неуловим; во-вторых, его полную индифферентность к осадочному процессу и хорошую сохранность при постседиментационных изменениях, что благоприятствует его изучению.

Это позволяет значительно расширить возможности тефростратиграфической корреляции за счет привлечения к выявлению пепловых уровней не только пластовых накоплений пепла, но и труднее улавливаемых визуально, зато более распространенных разубоженных пеплов, поскольку даже по единичным их частицам петрохимический состав вполне определим. Для микроскопической диагностики таких количеств вулканического стекла целесообразно использовать его предварительное обогащение.

Предлагаемый нами способ такого обогащения основан на использовании стандартной методики мацерации в диатомовом анализе, позволяющей концентрировать частицы кислого и среднего состава (Диатомовый анализ..., 1949). Способ был отработан сначала на обнаружение стратиграфического уровня пеплов дуванского типа в разрезах Костенок и на самом местонахождении Дуванка, где сейчас сохраняется только небольшая примесь пепловых частичек в породе. Поскольку плотность вулканического стекла (2,4), его структура и размерность совпадают с такими же параметрами панцирей диатомей, то используемая в диатомовом анализе методика обогащения оказывается вполне приемлемой для накапливания стекла из суглинков, глин, песков и других пород. При этом в большинстве случаев оказываются излишними предварительные операции по дезинтеграции, а больший эффект достигается при применении тяжелой жидкости с удельным весом 2,5. Определение вулканического стекла в полученном

обогащенном осадке не представляет затруднения: от наиболее похожих на него обломков спикул губок стекло отличается более высоким показателем преломления (1,517 против 1,445–1,450), часто слабым фиолетовым оттенком и безусловно характерной формой обломков. Более низкими показателями преломления (1,406–1,460) отличаются также минеральные включения аморфного кремнезема, поскольку даже у кислых стекол показатель преломления не ниже 1,480.

В изученном нами средне- и верхневалдайском интервале разреза Костенковского палеолитического района, т.е. в отложениях высокого уровня I террасы Дона и в субаэральных суглинках кровли II террасы как выше, так и ниже уровня пепла дуванского типа, включая нижний гумусовый слой, другие горизонты с пеплом не обнаружены. Очевидно, дуванский пепел является последним в плейстоценовой истории региона, а его последующий перемыв привел к концентрациям, почти не фиксируемым, за исключением единичных обломков в разрезе I террасы стоянки Костенки-21.

Более древний интервал позднего плейстоцена был изучен нами по разрезу III террасы в Шкурлатовском карьере (Шевырев и др., 1979, 1985). Здесь, кроме разубоженного пепла дуванского типа в верхнем костеносном слое с мамонтом позднего типа в кровле террасы, обнаружен второй уровень пепла в нижнем, основном костеносном слое с фауной млекопитающих рисс-вюрма. В новом уровне частицы пепла имеют тот же показатель преломления, что и дуванский пепел, высокую концентрацию в песке, сходные форму и размеры частиц (0,02–0,10 мм), отличающихся преобладанием чистых и изометричных обломков 1-го типа.

Средний плейстоцен был изучен нами только по аллювиальным отложениям IV террасы Кривоборьевского разреза (Красненков и др., 1984). В продуктах мацерации послойно опробованного разреза пепловый материал не был обнаружен. Однако, учитывая характер отложений и неполноту разреза, среднеплейстоценовый интервал следует считать еще недостаточно изученным.

В нижнем плейстоцене, в последонских или польнолапинских отложениях пепловый материал был обнаружен во многих разрезах и изучен по скважинам: 105– у д. Польное Лапино, 13– у д. Демшинск, 140 – у д. Бибирево. Частицы не отличаются по показателю преломления и форме от более молодых, за исключением отчетливого преобладания среди них обломков 1-го типа и отсутствия обычно сравнительно редких обломков 5-го и 6-го типов.

В более древних нижнечетвертичных отложениях пепловые частицы были обнаружены в глубоко врезанном аллювии ильинской (глушковской) свиты в двух сравнительно близко расположенных разрезах обнажения 56 у с. Стойло и скв. 67.24 у д. Глушковка Старооскольского района Белгородской области. В обоих случаях стекло имеет более низкий показатель преломления (1.510–1.514), представлено мелкими изометричными обломками (0,02 × 0,05 мм), чистыми или чаще с включениями (1-й и 6-й типы).

В неогене систематическому обследованию были подвергнуты только верхнеплиоценовые отложения. Пепловые частицы были обнаружены при этом только в урывской свите, в нижней погребенной почве разреза Чертовицкое, в интервале, которой, по нашим представлениям, отвечает палинозоне $U_2$ (Холмовой и др., 1985). Вулканическое стекло имеет самый низкий из наблюдавшихся показатель преломления (1,505–1,510), его обломки – средних размеров (0,03 × 0,04 мм), округлые, чистые и с включениями (1-й и 6-й типы), хорошо диагностируемые.

По имеющимся находкам разубоженного пеплового материала можно заключить, что наиболее благоприятными для консервации пепловых частиц были условия поймы и озерных бассейнов, в меньшей степени – склоновые обстановки. Судя по довольно мощным пачкам преимущественно глинистых пород с очень рассеянным пеплом, можно предполагать, что на склоне существовали иногда локальные условия, в которые пепел вместе с глинистым веществом почв мог поступать относительно продолжительное время из местных источников, в конце концов полностью размытых. Такие предельно низкие концентрации вулканического стекла следует исключать из рассмотрения.

Таким образом, корреляционное значение для стратиграфии[1] имеют прежде всего сам факт наличия пепла, далее оптические характеристики вулканического стекла и в наименьшей степени морфологические особенности пепловых частиц. При этом показатель преломления стекла от 1,517 ± 0,003 для всего последонского интервала снижается до 1,514 ± 0,003 для доледникового раннего плейстоцена, до 1,508 ± 0,002 для урывского времени позднего плиоцена и до 1,495 ± 0,005 у миоцена, отражая тенденцию снижения кислотности у более молодых пеплов. Другие особенности пеплов, в том числе выявляемые точными методами микроанализа (растровый микроскоп, МАР), не являются характерными для отдельных горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

*Ван А.В., Казанский Ю.П.* Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 128 с. (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР; № 614).

*Гущенко И.И.* Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 33–35.

Диатомовый анализ. Л.: Госгеолтехиздат, 1949. Кн. 1. 240 с.

*Дубянский А.А.* Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска (Воронежской обл.) // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 39. С. 3–16.

*Дубянский А.А.* Вулканические пеплы ергенинской толщи // Тр. Воронеж. ун-та. 1939. Т. 11, вып. 5. С. 3–37.

*Калугин А.С.* Вулканические пеплы и пепловые туфы // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 5–21.

*Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В.* и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. 212 с.

*Лодочников В.Н.* Полурыхлый пепловый туффит трахита из Дуванки (окр. г. Павловска) // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 39. С. 19–34.

*Лодочников В.Н.* Еще раз о полурыхлом туффите из Дуванки у г. Павловска Воронежской области// Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1941. Т. 70, № 1. С. 65–70.

*Лучицкий В.И.* Вулканические пеплы Воронежской области // Тр. Воронеж. ун-та. 1939. Т. 11, вып. 5. С. 37–50.

*Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов Н.Д.* Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 35–44.

Миоцен Окско-Донской низменности. М.: Недра, 1977. 248 с.

*Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И.* и др. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1985. 144 с.

*Холмовой Г.В., Праслов Н.Д.* Вулканические пеплы позднего плейстоцена Русской равнины и их стратиграфическое значение // Тез. док. Всесоюз. совещ."Верхний плейстоцен и развитие палеолитической культуры в центре Русской равнины". Воронеж, 1979. С. 50–53.

*Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А.* Новые данные о позднем плейстоцене среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1985. № 54. С. 22–39.

*Шевырев Л.Т., Раскатов Г.И., Алексеева Л.И.* Шкурлатовское местонахождение фауны млекопитающих микулинского времени (Воронежская область) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. № 49. С. 39–48.

ABSTRACT

Besides the Miocene Gorelian and Middle Valdai Duvanian volcanic ash types forming layer deposits, dispersed ash concentrations have been determined in the Uryvian Upper Pliocene formation in the Ilyinian and Muchkapian Lower Pleistocene horyzons and in the Mikulian Upper Pleistocene horyzon. To enrich the ash particles, maceration technique is appliel, used in the diatom analysis. The refraction index of volcanic glass in the Middle Valdai and Muchkapian horyzons is 1.517, in the Ilyinian horyzon – 1.514; the Uryvian formation has equal to 1.508 and the Gorelian one – to 1.495, i.e. older horyzons are characterized by more acid composition.

[1] Предлагаемый метод извлечения пепловых частичек из терригенных отложений представляется новым и с точки зрения литологического анализа безусловно перспективным. Однако использование его в целях стратиграфии представит немалые трудности, так как при этом необходимо учитывать: а) разнообразие морфологии частиц пепла в пределах одного и того же эруптивного облака; б) изменчивость их состава по мере удаления от центра извержения; в) влияние переотложения пеплового материала из более древних пород.

Поэтому выводы о возрастном положении тех или иных пеплосодержащих слоев можно делать, лишь включив результаты описанной методики в комплекс стратиграфических данных, полученных другими методами. – *Примеч. ред.*

УДК 551.79.651.332.21

Б.Н. ГУРСКИЙ, Р.И. ЛЕВИЦКАЯ

# СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

В последние годы оживилась дискуссия по ряду наиболее важных вопросов стратиграфии плейстоцена: возраст московского оледенения, синхронность днепровского и донского ледниковых языков, оледенения раннего антропогена. Стратотипическим, опорным районом для решения этих вопросов является территория Белоруссии, которая на протяжении всего антропогена была областью разгрузки древних глетчеров. Мощность антропогеновых отложений здесь местами превышает 300 м; в ряде районов сохранились от размыва самые ранние осадки четвертичной системы, которые непосредственно налегают на породы плиоцена (Горецкий, 1980). В стратиграфической схеме антропогена Белоруссии (Гурский и др., 1981) выделены брестский предледниковый, белорусский, березинский, днепровский, сожский, поозерский ледниковые и налибоковский, александрийский, шкловский, муравинский межледниковые горизонты. Таким образом, большинство белорусских геологов придерживается концепции пятикратного оледенения этого региона, причем березинское оледенение сопоставляется с окским, а сожское – с московским других стратиграфических схем.

В настоящем сообщении авторы пытались для обоснования созданной коллективной стратиграфической схемы привлечь данные о погребенном и современном рельефе, ибо геоморфологический критерий является одним из основных при определении ранга ледниковых трансгрессий.

В распределении ледниковых масс определяющая роль принадлежит устройству поверхности субстрата и ее литологическим особенностям. На территории Белоруссии четвертичные отложения залегают на породах различного возраста – от архейских до неогеновых. Одна из основных черт морфологии субчетвертичной поверхности – наличие системы линейных переуглублений, днища которых располагаются на абсолютных высотах от +107 м (район г. Мстиславля) до –167 м (район г. Гродно). Эти переуглубления образуют системы, к которым тяготеют современные речные долины, и лишь иногда имеют характер замкнутых котловин (рис. 1, вкл.).

По своей природе данные линеаменты гетерогенны и гетерохронны. Они включают ложбины ледникового выпахивания и размыва различного возраста, а также сохранившиеся участки долин Пра-Днепра, Пра-Припяти и других прарек (Горецкий, 1970; Гурский, 1974). Интересно подчеркнуть два обстоятельства: в пределах бассейна Днепра основная масса переуглублений представляет собой погребенные речные долины, в то время как для бассейнов Немана и Западной Двины более типичны формы ледниковой экзарации и эрозии; нетрудно заметить и вторую особенность: унаследованное наложение ложбин березинского оледенения на более древние.

Следы древнейшего б е л о р у с с к о г о оледенения наиболее полно сохранились в западных районах Белоруссии. Граница распространения этого ледникового покрова проходит от Бреста на Кобрин, севернее Пинска и Лунинца, на Октябрьский, спускается по Днепру до Брагина и Лоева, затем поднимается к Гомелю и Чечерску и дальше намечается в субширотном направлении на Краснополье и Климовичи.

Анализ условий залегания белорусской морены, ориентировки ложбин ледникового выпахивания и размыва этого времени позволяет предполагать разделение ледникового покрова на два крупных потока – Наревско-Неманский и Двинско-Днепровский. По увеличению мощности морены и наиболее высокому положению ее подошвы ледоразделъная зона фиксируется в треугольнике Дзержинск – оз. Нарочь–Шклов. Отклонению Двинско-Днепровского потока к западу, вероятно, способствовала смена терригенных пород девона карбонатными по линии Краслава–Витебск–Орша–Горки. Наличие этого уступа субмеридионального простирания способствовало усилению ледико-

вой экзарации и образованию крупных ложбин выпахивания (Браславская, Чашникская, Александрийская и др.) с отметками днища до –122 м.

Наревско-Неманский поток продвигался преимущественно в меридиональном направлении, в то время как для Двинско-Днепровского было характерно движение с северо-запада на юго-восток. Морены отмеченных потоков отчетливо различаются и по литологическим особенностям: гранулометрии, минералогическому составу мелкопесчаной и глинистой фракций.

Максимальные значения мощностей белорусской морены установлены по линии Волынск–Кореличи–Минск, в этой же полосе сосредоточена основная масса отторженцев коренных пород. Эти данные позволяют предполагать наличие погребенной полосы краевых образований, отметивших одну из стадий белорусского оледенения.

Березинский ледниковый покров перекрывал почти всю территорию Белоруссии, свободным от льда оставался лишь участок, лежащий южнее линии Столин–Петриков–Ельск. Так же как и для более древнего оледенения, отчетливо выделяются Неманский и Днепровский ледниковые потоки, ледораздел между которыми охватывает Минскую возвышенность и участки междуречья Друть–Березина. Простирание ледораздельной зоны несколько смещается к востоку, где мощность березинской морены превышает 100 м. На смежной территории Смоленской области намечается Остерский ледниковый поток. Т.В. Якубовская (1980), изучившая перигляциальные флоры березинского оледенения, приходит к выводу о быстром отступании ледникового покрова этого времени. Палеогеоморфологические данные свидетельствуют о том, что Неманский поток распадался с образованием леснянской, свислочской, гродненской и лидской лопастей; для Днепровского потока намечены речицкая, чашникская, полоцкая и браславская лопасти, которые существовали на различных этапах деградации березинского ледникового покрова.

Как известно, березинское (окское) оледенение является максимальным для территории Волыни и прилегающих областей. Синхронное ему краковское оледенение достигало подножия Карпат. Причиной столь мощного оледенения западного фланга ледникового покрова, вероятно, является выступ Украинского щита, вдоль западного склона которого выявлен ряд ложбин ледникового выпахивания и размыва по долинам рек Стоход и Стырь (Гурский, 1974).

Днепровское оледенение перекрывало всю территорию Белоруссии. Его морена и водно-ледниковые отложения в значительной степени заполнили неровности исходного рельефа. Интересно, что амплитуда отметок подошвы днепровской морены практически такая же, как и размах современного рельефа. Геоморфологические и геологические данные позволили выделить три крупных этапа в деградации ледникового покрова: столинский (южнополесский), мозырский (новозыбковский) и чечерский. Они отмечены краевыми образованиями в районах Малориты и Столина; Каменца, Иванова, Мозыря, Новозыбкова; левобережья р. Ясельды, междуречья Лани и Случи, г. Чечерска. Вероятно, эти этапы (во всяком случае, два первых) имели ранг стадий, о чем свидетельствуют палинологически изученные разрезы интерстадиальных отложений (Гурский, 1974). Анализ современного рельефа и палеогеоморфологических поверхностей не позволил нам определенно высказаться о разделении днепровского ледникового покрова на отдельные потоки. Некоторую обособленность имеют днепровские моренные отложения районов Мосты, Браслав, Сураж. На схеме (рис. 2, см. вкл.) показан лопастной характер края ледника на различных этапах его деградации. Брестская, столинская, наровлянская лопасти образовались во время южнополесской стадии; леснянская, пинская, житковичская, мозырская – новозыбковской; огинская, жлобинская, светловичская – чечерской.

Граница сожского ледникового покрова проходила от Пружан на Березу, Ивацевичи, Ганцевичи, Солигорск, Любань, Бобруйск, Рогачев, южнее Славгорода, на Костюковичи, Климовичи (Гурский, 1979). Изменение природных условий за время сожского оледенения укладывается в следующую схему: перигляциальная обстановка – славгородская стадия – горецкий интерстадиал – могилевская стадия – интер-

стадиал (?) — ошмянская стадия. Сожский ледниковый покров разделялся на Неманский, Минский и Днепровский потоки, в пределах каждого из них в период деградации возникали ледниковые лопасти и языки (см. рис. 2).

Неманский ледниковый поток заканчивался ясельдинской лопастью, внешний край которой подчеркивался краевыми образованиями у Шерешёво и Пружан. Во время могилевской стадии отступания обособились гродненская и мостовская лопасти, последняя разделилась на свислочский, зельвинский, коссовский и щарский языки.

Ошмянской стадии соответствует угловой массив у Вороново, который вместе с Новогрудской возвышенностью является зоной ледораздела Неманского и Минского потоков. При максимальном продвижении Минского потока возникла столбцовская лопасть, ограниченная краевыми образованиями района Ганцевичи, Любань, Глуск. Могилевской стадии соответствуют краевые образования восточного склона Новогрудской возвышенности, Копыльской гряды, южной части Минской возвышенности. В ошмянскую стадию обособилась вилейская лопасть, которая разделилась на ушанский, воложинский, фанипольский, колодищанский, островецкий, радошковичский и плешеницкий языки. Выделяются три фазы сокращения этой лопасти: молодеченская, сморгонская и докшицкая. В течение первых двух завершилось формирование ледникового рельефа Минской и Ошмянской возвышенностей.

Днепровский поток образовал березинскую, борисовскую и оршанскую лопасти. По линии Городок–Климовичи намечается ледораздельная зона с располагающимся к востоку Остерским ледниковым потоком. Березинская лопасть выделяется для славгородской и могилевской стадий. В краевой ее части первоначально существовали друтский, краснопольский и остерский языки, во время последующего этапа дегляциации возникли белыничский, могилевский, горецкий языки. В ошмянскую стадию намечаются борисовская лопасть с верхнеберезинским, холопеничским, плавненским языками и оршанская с толочинским, оршицким и дубровненским языками.

Предельная граница п о о з е р с к о г о оледенения проходила вдоль Гродненской возвышенности, по склонам Лидской равнины и западнее Радуни уходила на территорию Литвы. В Белорусском Поозерье она проведена у населенных пунктов Быстрица, Свирь, Вишнево, Мядель, Подсвилье, Судиловичи, Лепель, Холопеничи, Высокое и далее на Красное.

Поозерское оледенение Белоруссии имело две крупные стадии — максимальную (оршанскую) и браславскую, которые разделялись рутковичским интерстадиалом.

На территорию Белоруссии проникали льды Балтийского, Чудского и Ладожского ледниковых потоков поозерского (валдайского) ледникового покрова (Чеботарева, 1969). В западных районах Белоруссии рижская лопасть Балтийского ледникового потока разделялась на озерский, шальчиникайский и вильнюсский языки. Бóльшая часть Поозерья покрывалась Чудским ледниковым потоком, который во время максимального продвижения образовал дисненскую и полоцкую лопасти. Дисненская лопасть заканчивалась свирским ледниковым языком. В процессе деградации этой лопасти возникали швенченинский, мядельский, шарковщинский, миорский языки. Полоцкая лопасть в максимальную стадию развития образовала лучесинский ледниковый язык, при ее сокращении (лепельская и шумилинская фазы) возникали ушачский, лепельский, чашникский, оболянский, шумилинский языки. Во время браславской стадии Чудский поток разделялся на восточнолатвийскую и псковско-великорецкую лопасти, которые образовали видзовский, браславский, себежский и невельский ледниковые языки. Ладожский поток на территории Белоруссии проникал только ловатской ледниковой лопастью, образовавшей касплянский и сенницкий ледниковые языки.

Приведенное краткое изложение основных событий ледниковой истории Белоруссии позволяет сделать следующие выводы.

1. На протяжении всего плейстоцена сохранялись магистральные направления движения ледниковых покровов, которые восстанавливались после межледниковых интервалов. Лишь для днепровского оледенения этот факт пока не может быть доказан.

2. Сожский ледниковый покров отличался от днепровского общей ориентировкой краевых образований, направлением движения древних глетчеров, областями питания, что находит отражение в литологическом составе морен этих оледенений (Гурский, 1974).

## ЛИТЕРАТУРА


*Горецкий Г.И.* Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 470 с.

*Горецкий Г.И.* Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Минск: Наука и техника, 1980. 288 с.

*Гурский Б.Н.* Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 142 с.

*Гурский Б.О.* О границе сожского оледенения на территории Белоруссии // Геология и география. 1979. Вып. 1. С. 21–27.

*Гурский Б.Н., Левков Э.А., Махнач Н.А.* и др. Стратиграфическая схема расчленения антропогена Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 122–136.

*Чеботарева Н.С.* Общие закономерности деградации валдайского оледенения // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 276–300.

*Якубовская Т.В.* О перигляциальных семенных флорах окского (позднеберезинского) оледенения. Киев: Ин-т геол. наук УССР, 1980. Препринт № 15. С. 34–36.


## ABSTRACT


Specific dynamic properties of Belorussian, Berzinian, Dneprovian, Sožian and Poozerian glacial covers have been reconstructed based on the recent relief and palaeogeomorphological surface analysis. Contours of glacial flows, lobes and tongues have been outlined. The authors conclude the main directions of glacial flows movement to preserve their course throughout the Pleistocene. Argumented are the notions that glaciations older than the Belorussian (Early Berezinian) one were not registered in Belorussia. The concept of the Sožian (Moscow) glaciation independence is grounded.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

# ХРОНИКА

М.Н. АЛЕКСЕЕВ

## XII КОНГРЕСС МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (ИНКВА)

С 31 июля по 9 августа 1987 г. в Канаде, в Оттаве, проходил XII конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА). В конгрессе приняли участие 956 ученых из 42 стран. Самыми многочисленными были делегации Канады – 300 участников и США – 253 участника. В состав советской делегации входили 23 ученых из Академии наук СССР и союзных республик, Министерства геологии СССР и Министерства высшего и среднего специального образования СССР. Главой советской делегации был академик АН Эстонской ССР А.В. Раукас.

На XII конгрессе ИНКВА проводились научные заседания 42 секций, симпозиумов, совещания рабочих групп по проектам Международной программы геологической корреляции и рабочие совещания Исполкома, Международного совета, комиссий и подкомиссий ИНКВА. Обширный материал демонстрировался на стендах. Была организована выставка карт и книг стран, участвовавших в конгрессе, и отдельная выставка материалов геологических (главным образом американских) организаций, деятельность которых связана с изучением четвертичного периода.

Программа XII конгресса ИНКВА включала также 12 доконгрессных, 13 послеконгрессных и 13 однодневных научных экскурсий. Советские ученые участвовали в однодневных экскурсиях в районе Оттавы и в послеконгрессных экскурсиях.

На конгрессе рассматривался широкий круг проблем геологии и палеогеографии четвертичного периода: стратиграфии, геохронологии, палеонтологии, палеоботаники, археологии, ледниковой геологии и лёссообразования. Большой материал был представлен по морским и океаническим осадкам, тефрохронологии, палеоклиматологии, палеогидрологии, применению математических методов изучения четвертичных отложений и событий, а также вопросам организации исследований по новой обширной программе "Геосферные и биосферные глобальные изменения".

На конгрессе работали секции, специально посвященные практическим аспектам изучения четвертичного периода: четвертичным месторождениям полезных ископаемых, гидрогеологии, дистанционному зондированию, инженерной геологии, вопросам защиты берегов и охране окружающей среды.

На заседаниях, посвященных стратиграфии четвертичных отложений, внимание было сосредоточено на обсуждении следующих основных проблем.

1. Положение четвертичной системы в общей стратиграфической шкале. Было высказано практически единодушное мнение о том, что четвертичная система, отличающаяся от других систем фанерозоя многими специфическими чертами, является самостоятельной системой общей стратиграфической шкалы. На конгрессе была создана Рабочая группа по подготовке доклада о статусе четвертичной системы.

2. Граница между неогеном и четвертичной системой. Эта проблема обсуждалась с точки зрения определения геологической и палеогеографической значимости событий в интервале перехода от плиоцена к квартеру. Подчеркивалось, что, кроме рекомендо-

ванной международными организациями границы N/Q выше палеомагнитного (ПМ) эпизода Олдувей (1,65 млн л.н.), в континентальных разрезах хорошо выражен рубеж, близкий к границе ПМ-эпох Матуяма–Гаусс (2,4–2,5 млн л.н.).

3. Разрезы континентальных четвертичных отложений. Рассматривались длинные колонки континентальных субаэральных и аквальных отложений, изученные с применением комплекса методов с привязкой, как правило, к ПМ-шкале. Конечный результат работ – детальная стратиграфическая схема и достаточно обоснованная последовательность геологических событий для длительного интервала четвертичного периода.

4. Детальная стратиграфия и межрегиональная корреляция позднего плейстоцена и голоцена составили основную часть докладов на конгрессе. Очень много новых данных было сообщено геологами Канады, США, Западной и Восточной Европы. Особенно детально проведены стратиграфические работы канадскими учеными по расчленению и палеогеографической интерпретации ледниковых верхнеплейстоценовых и нижнеголоценовых разрезов области Лаврентийского и Кевантийского ледниковых покровов.

В докладах и на экскурсиях в районе Оттавы и на востоке Манитобы были показаны яркие примеры появления гляциально-морских и морских отложений в гляциоизостатических депрессиях у края отступающего ледника. Созданная канадскими геологами модель развития позднеплейстоценового покровного оледенения, стадий дегляциации и соответствующих им отложений (морен, диамиктона, озерно-ледниковых и гляциально-морских осадков) может быть применена и для более древних отложений ледникового и ледниково-морского происхождения. Для Советского Союза она может быть использована, в частности, при изучении ледниковых и ледниково-морских отложений в Западной Сибири и Беломорско-Печорском регионе.

Видное место на конгрессе заняла геохронология четвертичного периода. В отличие от предшествовавших на этом конгрессе, кроме обычных хроностратиграфических материалов, широко освещались особенности применения методов изотопного датирования, пределы их использования, возможные ошибки в методике и в подборе материала; анализировалась сходимость дат, полученных различными методами ($^{14}C$, Rb–Sr, ТЛ, ЭПР, трековый, аминокислотный, U–Th и др.).

Широкое освещение на конгрессе получили материалы по четвертичным отложениям североамериканской Арктики и Субарктики. На конгрессе демонстрировались составленные в последние годы крупномасштабные геологические карты области распространения Лаврентийского и Кевайтинского ледниковых щитов и их периферии. Сложные легенды этих карт обеспечивают полноту показа четвертичных отложений разного возраста и генезиса, а также многих геоморфологических элементов.

Из докладов, посвященных генезису и литологии ледниковых отложений, наиболее интересными были сообщения по классификации и диагностике ледниковых отложений и форм рельефа. Был представлен большой материал по моренам, озерно-ледниковым, ледниково-морским отложениям, друмлинам, озам, флютингам и т.д. Специальная сессия конгресса была посвящена оледенениям на территории Европы и СССР. На сессии и в стендовых докладах была представлена информация по гляциоседиментации, связанной с различными центрами плейстоценовых оледенений. На территории скандинавского центра оледенения выделено шесть циклов, соответствующих самостоятельным оледенениям или крупным стадиям.

Существенная и разносторонняя информация была дана в отношении геологии гляциальных шельфов, генезиса и стратификации ледниково-морских осадков.

Для целей четвертичной морской геологии вообще и для изучения ледниково-морских осадков в особенности в настоящее время широко используется высокоразрешающая аппаратура. Интерпретация результатов ее использования позволяет провести дробное расчленение осадков вплоть до выделения седиментационных пачек.

На заседаниях секции по геологии, геохимии, геотехнике и окружающей среде лёссов рассматривались материалы по литологии, стратиграфии лёссов и корреляции лёссово-почвенных серий различных регионов мира, особенно Северного Китая. Подчеркивалась

связь процессов лёссообразования с относительно прохладными и сухими климатическими интервалами, а почвообразования – с теплыми и влажными. Ведутся работы по корреляции лёссово-почвенного разреза Лёссового плато Северного Китая с изотопно-кислородной шкалой. Подчеркивалось, что значительная часть лёссовых образований имеет первично эоловый генезис.

На конгрессе демонстрировался большой материал по четвертичным вулканогенным образованиям и тефрохронологии. Были показаны новые данные по тефрам позднечетвертичных и голоценовых осадков Японского моря, Новой Зеландии, Камчатки, Канады, Мексики и Северо-Западной Европы. Было принято решение о возобновлении работы Комиссии ИНКВА по тефрохронологии.

Вопросы палеонтологии позвоночных (преимущественно млекопитающих) и беспозвоночных обсуждались на нескольких секциях и симпозиумах. Подчеркивалась важная роль ископаемых остатков для разработки стратиграфии континентальных и морских четвертичных отложений, а также для реконструкции условий палеосреды обитания древнего человека.

Широкое освещение на конгрессе получила археологическая тематика, в частности новые материалы по археологии каменного века. Центральное место занимали реконструкции условий существования древнейших европейских гоминид и материалы по геологии раннего палеолита, в том числе и полученные в последние годы в Советском Союзе.

Палинологические и палеокарпологические данные составляли, как правило, основу палеоклиматических реконструкций. При этом лишь часть сообщений касалась всего четвертичного периода, а подавляющее их большинство содержало палеоботанические данные, характеризующие тот или иной отрезок плейстоцена или даже голоцена. Анализ палеоботанических данных свидетельствует о том, что лучше всего в этом плане изучено время последнего оледенения и послеледниковья, а в региональном плане – Европа.

Комиссия ИНКВА по палеогеографическим атласам четвертичного периода представила первые макеты карт атласа "Палеоклиматические и палеоландшафтные реконструкции Северного полушария (поздний плейстоцен–голоцен)". Исследования, связанные с подготовкой атласа, имеют цель: выяснение динамики компонентов природной среды и получение данных для прогноза развития природных обстановок. Было отмечено, что представленные карты дают полное разностороннее представление о позднеплейстоценовых палеогеографических событиях и отражают высокий уровень выполненных исследований.

На конгрессе были рассмотрены вопросы формирования россыпных месторождений в областях оледенений, а также ряд инженерно-геологических и геокриологических проблем, связанных с проектированием сооружений в прибрежных районах и в областях развития многолетнемерзлых пород. По данным канадских исследователей, в Канадской Арктике глубина промерзания в дельте р. Маккензи составляет 700 м, убывая до 100 м на сопредельном шельфе. На отдельных участках шельфа Канады проведены исследования по моделированию изменений температур и выявлению мощности постоянномерзлого слоя. Показано, что в позднем плейстоцене мощность мерзлоты могла достигать 500–750 м.

На заседаниях Исполкома и Международного совета ИНКВА рассматривались итоги деятельности рабочих органов ИНКВА, формирования новой структуры ИНКВА на межконгрессный период 1987–1991 гг., финансовые проблемы и другие организационные вопросы.

На конгрессе выступили с докладами все участники советской делегации:М.Н. Алексеев, С.А. Али-Заде, Е.Н. Былинский, А.А. Величко, А.И. Гайгалас, А.Е. Додонов, Н.И. Дроздов, М.А. Ербаева, П.А. Каплин, В.Ю. Кирьянов (в соавт. с О.А. Брайцевой), Н.Б. Клопотовская, Г.М. Майсурадзе, В.А. Ранов, А.В. Раукас, И.И. Спасская, М.А. Спиридонов, А.А. Юргайтис; стендовые доклады представили С.А. Архипов, О.В. Гриненко, В.А. Камалетдинов, на Совете по криологии доклады сделали Н.А. Граве и П.И. Мельников.

На конгрессе был показан высокий уровень исследований, выполненных и доложенных советскими учеными – членами советской делегации. Почти все они, а также несколько наших ученых, не прибывших на конгресс, были избраны на руководящие посты в различные органы ИНКВА. В настоящее время в работе этого Международного союза участвуют: М.Н. Алексеев, С.А. Архипов, С.А. Али-Заде, Е.Н. Былинский, А.А. Величко, А.И. Гайгалас, О.В. Гриненко, А.Е. Додонов, М.А. Ербаева, В.А. Камалетдинов, П.А. Каплин, В.Ю. Кирьянов, Н.Б. Клопотовская, Н.И. Кригер, Г.М. Майсурадзе, В.И. Макаров, Н.И. Николаев, В.А. Ранов, А.В. Раукас, Ю.В. Саядян, И.И. Спасская, М.А. Спиридонов, А.А. Юргайтис.

На сессии почетным членом ИНКВА был избран И.И. Краснов. В настоящее время почетными членами этого международного союза являются советские ученые Г.И. Горецкий, И.И. Краснов, К.В. Никифорова.

На Международном совете, а затем на Генеральной ассамблее был избран новый состав Исполкома ИНКВА, который будет работать в течение межконгрессного периода 1987–1991 гг.: президент – проф. Н. Раттер (Канада), секретарь – д-р Х. Шлюхтер (Швейцария), казначей – д-р Б.П. Хагеман (Нидерланды), вице-президенты: д-р М.Н. Алексеев (СССР), проф. Дж. Боулер (Австралия), проф. Ф. Гуллентопс (Бельгия), проф. Лю Дуншен (КНР), экс-президент – проф. Ю. Фор (Франция).

Следующий, XIII конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода состоится в Китайской Народной Республике в 1991 г.

# ПАМЯТИ ЕВГЕНИЯ ВИРГИЛЬЕВИЧА ШАНЦЕРА (1905–1987)

Евгений Виргильевич Шанцер (1905–1987)

Советская наука понесла тяжелую утрату – скончался выдающийся ученый-геолог и педагог, профессор, доктор геолого-минералогических наук Евгений Виргильевич Шанцер.

Научная деятельность Евгения Виргильевича связана с решением проблем общей геологии, литологии, геологии четвертичного периода и стратиграфии. Его полевые исследования охватывали различные районы нашей страны: Белоруссию, Украину, Кавказ, Среднее Поволжье, Прикаспийскую низменность, Приуралье, Центральный Казахстан, Западную Сибирь, Рудный Алтай, Забайкалье. Большой вклад он внес в теорию континентального литогенеза, основой которой является учение о генетических типах континентальных отложений. Монография Е.В. Шанцера "Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований" является фундаментальным исследованием и настольной книгой для геологов. Данная в ней классификация генетических типов континентальных отложений основана на связи процессов осадконакопления, диагенеза и общего геологического развития различных территорий. Принципиально новым был подход Евгения Виргильевича к анализу основных форм процессов денудации и седиментогенеза на склонах, динамики ледниковой аккумуляции, закономерностей строения пролювия и аллювия.

Исследования Е.В. Шанцера, посвященные изучению закономерностей формирования равнинного аллювия, стали классическими. Наибольшую известность имеет фундаментальный труд "Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит". Е.В. Шанцером впервые были аргументированы понятия о фациях аллювия и изучены процессы их накопления при различном гидрологическом режиме рек с учетом влияния изменений климата, структурных и тектонических особенностей. Эта работа была удостоена премии им А.Д. Архангельского Президиума АН СССР.

Работы Е.В. Шанцера имеют важное теоретическое и практическое значение при картировании континентальных, особенно четвертичных, отложений, а также для гидротехнического, автодорожного строительства и сельскохозяйственного освоения. Значительный вклад внес Евгений Виргильевич в разработку новой терминологии стратиграфической классификации и принципов построения общей шкалы четвертичной системы. Классификация генетических типов континентальных отложений Е.В. Шанцера явилась основой для государственного геологического картирования четвертичных отложений.

Евгений Виргильевич всегда уделял много времени и внимания научно-организа-

ционной работе. Долгое время он был членом Бюро Межведомственного стратиграфического комитета и председателем постоянной комиссии по четвертичной системе МСК, членом Бюро Межведомственного литологического комитета. С большим энтузиазмом Евгений Виргильевич работал как заместитель главного редактора над подготовкой многотомного издания "Стратиграфия СССР". Более 20 лет он был заместителем председателя Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. При его активном участии проводились Всесоюзные совещания по изучению четвертичного периода и ежемесячные заседания Комиссии по изучению четвертичного периода. Он неоднократно возглавлял делегации на международных симпозиумах и конгрессах ИНКВА. Как крупный специалист был командирован в США, Францию, Испанию, Гренландию, Чехословакию, Югославию, Кубу, ПНР, ГДР, Финляндию. В течение десяти лет был президентом Комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений ИНКВА. Активное участие Е.В. Шанцера в работе международных организаций способствовало успеху международной деятельности советских ученых и пропаганде достижений отечественной науки за рубежом.

Е.В. Шанцер постоянно консультировал и участвовал в экспертизах по геологическому обоснованию крупных инженерных сооружений не только в нашей стране, но и за рубежом. В 1956 г. был приглашен в КНР для консультаций проекта гидростанции на р. Янцзы. При его непосредственном участии составлялись и принимались за последние 25 лет практически все региональные схемы четвертичных отложений.

Высокая эрудиция, принципиальность в решении научных проблем, убеждающая, тщательно подобранная аргументация, способность видеть явления в сложной взаимосвязи, широкий круг интересов, общительность и деликатность привлекали к Евгению Виргильевичу специалистов различных геологических направлений.

Евгений Виргильевич Шанцер внес большой вклад в подготовку высококвалифицированных геологических кадров – он долгое время (с 1930 до 1959 г.) преподавал в Московском геологоразведочном институте им С. Орджоникидзе. Евгений Виргильевич был замечательным лектором и докладчиком. Его интереснейшие лекции привлекали не только студентов, но и преподавателей, для которых эти лекции являлись прекрасной школой педагогического мастерства.

С 1949 г. деятельность Е.В. Шанцера тесно связана с Геологическим институтом АН СССР, где он в течение 12 лет возглавлял лабораторию генетических типов континентальных отложений. За время работы Е.В. Шанцера во МГРИ и в Геологическом институте АН СССР под его руководством были защищены десятки докторских и кандидатских диссертаций. За помощью к нему обращались не только сотрудники его лаборатории и аспиранты, но и соискатели из других учреждений Москвы, Ленинграда и других городов Советского Союза, и ко всем он относился в высшей степени объективно и доброжелательно, и его критика была по существу и крайне полезна.

Евгений Виргильевич Шанцер – крупный ученый и патриот, в суровые дни 1941 г. добровольцем ушел на защиту Отечества. Сражался в Подмосковье, обороняя столицу. За трудовые успехи и боевые подвиги награжден орденом "Знак Почета" и 8 медалями.

Будучи членом КПСС с 1943 г., Е.В. Шанцер активно занимался общественной деятельностью: был депутатом Райсовета, неоднократно избирался членом партбюро, в Геологическом институте АН СССР был постоянным руководителем методологического семинара.

Евгений Виргильевич был признанным лидером советской школы исследователей четвертичного периода. Его ученики и последователи трудятся во многих учреждениях страны.

В нашей памяти Евгений Виргильевич останется ученым-геологом широкого профиля, талантливым педагогом, человеком высоких гражданских идеалов, исключительной доброты и сердечности.

*Бюро Комиссии по изучению четвертичного периода*

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 58 1989

# ПРИЛОЖЕНИЕ

О.Б. ПАРУНИН, Т.А. ТИМАШКОВА, П.С. ТУРЧАНИНОВ, А.И. ШЛЮКОВ

## СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ЛАБОРАТОРИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

**Сообщение XII**

В сообщении приведены результаты радиоуглеродного датирования за 1984—1986 гг.

### ЦЕНТР ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

**МГУ-939** **2870±400**
Почва. Белорусская ССР, Могилевская обл., дер. Малая Зяцица. Глубина залегания 0,4 м.
Образец предоставлен А.О. Макеевым, Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева.

**МГУ-1000** **33 740±5000**
Торф. Калининская обл., Ржевский р-н, карьер "Мончалово". Глубина залегания 5 м.
Образце представлен А.И. Шлюковым, МГУ.

**МГУ-1043** **650±140**
Торф. Калининская обл., Кувшиновский р-н, дер. Ранцево, водораздельное болото "Чистик". Глубина залегания 1,5—2 м.
Образец предоставлен А.М. Голиковым, МГУ.

**МГУ-1045** **6890±250**
Торф. Там же. Глубина залегания 5,5—6,0 м.
Образец предоставлен А.М. Голиковым, МГУ.

### СЕВЕР ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

**МГУ-995** **7710±280**
Ракуша. Белое море, южное побережье Кандалакшской губы. Морская терраса 25 м. Карьер. Поверхность.
Образец предоставлен Ф.А. Щербаковым, МГУ.

**МГУ-1058** **4900±250**
Торф. Мурманская обл., в 20 км к юго-востоку от г. Кировска. Водораздельная поверхность. Глубина залегания 1,0—1,1 м.
Образец предоставлен А.В. Евсеевым, МГУ.

**МГУ-1059** **3910±220**
Торф. Там же. Глубина залегания 0,6 м.
Образец предоставлен А.В. Евсеевым, МГУ

### ПРИКАСПИЙ

**МГУ-1034** **11 290±380**
Раковины моллюсков. Нижняя Волга, пос. Черный Яр. II терраса. Глубина залегания 3,5 м.
Образцы 1034, 1037, 1039, 1042, 1044, 1046 предоставлены Т.А. Яниной, МГУ.

**МГУ-1044** **9700±330**
Раковины моллюсков. Там же.

**МГУ-1037** **12 280±700**
Раковины моллюсков. Нижняя Волга, пос. Нижнее Займище. II терраса. Глубина залегания 3,4 м.

**МГУ-1039** **10 770±330**
Раковины моллюсков. Там же.

**МГУ-1042** **9500±700**
Раковины моллюсков. Там же.

**МГУ-1046** **10 730±300**

Раковины моллюсков. Нижняя Волга, правый берег в 2 км выше с. Райгород. Глубина залегания 2,0 м.

**АЗЕРБАЙДЖАН**

**МГУ-1052** **11 530±320**

Раковины моллюсков. Р. Ата-Чай, левый берег долины в 1 км ниже моста шоссе Ростов–Баку. Глубина залегания 5,5 м.

Образцы 1052, 1054, 1057 предоставлены О.Б. Парунивым, МГУ.

**МГУ-1054** **30 680±7000**

Раковины моллюсков. Песчаный карьер в 7 км к северо-востоку от пос. Аджи-Кабул. Глубина залегания 5,5 м.

**МГУ-1057** **5500±300**

Раковины моллюсков. Апшеронский полуостров. Морская терраса в 2 км к западу от пос. Гоусаны. Глубина залегания 3,0 м.

**СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**МГУ-1011** **34 030±2400**

Древесина. П-ов Ямал, оз. Тюринто. 30–35-метровая террасовидная поверхность. Глубина залегания 20 м.

Образцы 1011, 1013, 1014, 1016, 1017, 1026 предоставлены И.Д. Даниловым, МГУ.

**МГУ-1013** **8280±230**

Древесина. П-ов Ямал, пос. Сеяхо. 30–35-метровая поверхность. Глубина залегания 2,0 м.

**МГУ-1016** **25 000±1200**

Торф. Там же. Глубина залегания 22,5 м.

**МГУ-1017** **24 760±2500**

Торф. Там же. Глубина залегания 15 м.

**МГУ-1014** **37 000**

Древесина. Р. Енисей, обнажение "Ледяная гора". Глубина залегания 26 м.

**МГУ-1026** **1020±400**

Раковины моллюсков. П-ов Ямал, пос. Харасовей. Терраса высотой 10–12 м. Дневная поверхность.

**МГУ-1019** **16 520±550**

Торф. Гыданский полуостров, центральная часть. Терраса высотой 40 м. Глубина залегания 0,8–1,8 м.

Образцы 1019, 1020, 1047, 1049, 1064 предоставлены В.Ф. Болиховским, ВСЕГИНГЕО.

**МГУ-1020** **17 100±600**

Торф. Там же. Терраса высотой 25 м. Глубина залегания 1,5 м.

**МГУ-1047** **16 670±500**

Торф. Гыданский полуостров, р. Юрибей. Терраса высотой 25 м у устья р. Лысукан. Глубина залегания ≈10 м.

**МГУ-1049** **18 370±700**

Торф. Там же. Терраса высотой 40 м. Глубина залегания ≈10 м.

**МГУ-1064** **16 100±550**

Торф. Там же. Терраса высотой 40 м. Глубина залегания ≈10 м.

**МГУ-1074** **8210±240**

Древесина. Гыданский полуостров, оз. Парисенто. Склон озерной котловины. Глубина залегания 7–8 м.

Образец предоставлен В.А. Зайцевым, МГУ.

**СЕВЕР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

**МГУ-1031** **3380±230**

Торф. Дельта р. Лены, о-в Дьянгыылах-Сис. Терраса высотой 30 м. Едома. Глубина залегания 6 м.

Образцы 1031, 1032 предоставлены М.Н. Григорьевым, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР.

**МГУ-1032** **38 000**

Торф. Там же. Глубина залегания 12–14 м.

**МГУ-1107** **5560±250**

Торф. П-ов Таймыр в 10 км от с. Усть-Порт. II терраса р. Енисей. Глубина залегания 4,5 м.

Образец предоставлен А.В. Евсеевым, МГУ.

**ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ**

**МГУ-1065** **5120±230**

Древесина. Правый берег р. Лены, в 170 км выше г. Якутска, руч. Диринг-Юрях. Терраса высотой 10 м. Глубина залегания 1,5 м.

Образцы 1065, 1067, 1071, 1077, 1080, 1086, 1087 предоставлены А.И. Шлюковым, МГУ.

**МГУ-1067** 5170±250
Древесина. Там же. Терраса высотой 70 м. Глубина залегания 3,2 м.
**МГУ-1071** 4890±230
Древесина. Там же. Глубина залегания 0,7 м.
**МГУ-1077** 4680±230
Древесина. Там же. Глубина залегания 2,4 м.
**МГУ-1080** 6540±300
Торф. Там же. Глубина залегания 1,1 м.
**МГУ-1086** 4850±220
Древесина. Там же. Глубина залегания 2,9 м.
**МГУ-1087** 4780±230
Древесина. Там же. Глубина залегания 1,7 м.

**ТЯНЬ-ШАНЬ**

**МГУ-969** 25 040±1500
Раковины моллюсков. Долина р. Чон-Кызыл-Су, левый берег, в 2 км выше с. Покровка. Глубина залегания 7,5–8,0 м.
Образец предоставлен О.Б. Парунивым, МГУ.

**АЛТАЙ**

**МГУ-985** 22 200±1000
Древесина. Троицкий р-н, разрез "Большая Речка", левый берег р. Большая Речка в 1 км от пос. Большая Речка. Глубина залегания 0,32–0,40 м. Ниже границы бурых глин.
Образцы 985, 1053, 1061 предоставлены Г.А. Поспеловой, Ин-т физики Земли АН СССР.
**МГУ-1053** 22 600±650
Древесина. Там же. Глубина залегания 0,5 м. Ниже границы бурых глин.
**МГУ-1061** 22 530±680
Древесина. Там же. Глубина залегания 1,02 м. Ниже границы бурых глин.

**ЧУКОТКА**

**МГУ-965** 8930±220
Древесина. Западная Чукотка, разрез "Приморский", в 12 км к западу от устья р. Раучуа. Глубина залегания 0,20–0,25 м.
Образцы 965, 968, 971 предоставлены С.В. Киселевым, МГУ.
**МГУ-968** 5700±350
Древесина, растительные остатки. Западная Чукотка, левый берег р. Милькера, в 25 км выше устья, террасы высотой 6–7 м. Глубина залегания 4,5 м.
**МГУ-971** 32 820±7400
Растительные остатки. Западная Чукотка, р. Милькера, в 20 км выше устья. Терраса высотой 16 м. Высота над урезом 5,4–5,8 м.

**ПРИМОРЬЕ**

**МГУ-1028** 5700±570
Раковины моллюсков. Японское море, залив Восток. Шельф, скв. 180.
Глубина залегания от поверхности дна 0,6 м.
Образцы 1028, 1048 предоставлены Н.Н. Кузьминой, МГУ.
**МГУ-1048** 30 690±2800
Раковины моллюсков. Там же, скв. 181. Глубина от поверхности дна 36,5–36,8 м.
**МГУ-1075** 2050±250
Раковины моллюсков. Бухта Авангард. Археологическая стоянка. Культурный слой. Глубина залегания 1,2 м.
Образец предоставлен В.П. Степановым, МГУ.
**МГУ-1079** 28 100±1200
Древесина. Амурская обл., Зейский р-н, бассейн р. Селенджи, р. Большой Джелтулак. Дно долины. Глубина залегания 5–6 м.
Образец предоставлен Е.Ю. Ликутовым, ДВО АН СССР.

**КАМЧАТКА**

**МГУ-928** 940±250
Древесина. Кроноцкий залив, лиман Семлячик. 4-метровая лагунная терраса. Глубина залегания 0,65–0,70 м.
Образцы 928, 929 предоставлены К.П. Кривулиным. МГУ.
**МГУ-929** 4000±350
Торф. Там же. Глубина залегания 2,90–3,80 м.

**МГУ-1078** **2250±240**

Раковины моллюсков. Западная Камчатка, шельф Охотского моря, скв. 7, глубина моря 27 м. Глубина от поверхности дна 0,7 м.

Образцы 1078, 1084 предоставлены Н.Н. Кузьминой, МГУ.

**МГУ-1084** **3000±220**

Раковины моллюсков. Там же, скв. 6. Глубина моря 27,5 м. Глубина от поверхности дна 0,7 м.

Ниже приводятся датировки по материалу, отобранному из аллювиальных отложений дельт и речных долин Западной Сибири. На первый взгляд поражает большое количество молодых и современных дат, но для специалистов-гидрологов, занимающихся динамикой русловых процессов, эти результаты немало расскажут о формировании долин и дельт рек в недалеком прошлом и сейчас. Образцы предоставлены В.И. Коротаевым, МГУ, 1984–1985 гг.

**МГУ-945** **480±250**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Вэсано-Маре, пойма. Глубина залегания 1,4 м.

**МГУ-946** **200±300**

Растительные остатки. Левый берег протоки Малый Пур, пойма. Глубина залегания 1,5 м.

**МГУ-956** **Современный**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Усть-Пур, Пойма. Глубина залегания 0,9 м.

**МГУ-981** **Современный**

Растительные остатки. р. Пур, протока Лысу-Та, высокая пойма. Глубина залегания 1,5 м.

**МГУ-989** **Современный**

Торф. Р. Таз, протока Неуяха, в 55 км выше пос. Тазовский. Глубина залегания 1,6 м.

**МГУ-990** **Современный**

Органические остатки. Р. Пур, протока Лысу-Та. Высокая пойма. Глубина залегания 0,7 м.

**МГУ-993** **Современный**

Торф. Дельта р. Таз, протока Неуяха, левый берег, в 9 км от пос. Тазовский. Высокая пойма. Глубина залегания 0,6 м.

**МГУ-947** **700±230**

Торф. Правый берег р. Пур, в 2 км ниже пос. Самбург. Высокая пойма. Глубина залегания 5 м.

**МГУ-949** **2530±260**

Торф. Протока Малый Пур, левый берег, в 9 км от пос. Пяси-Надо. Пойма. Глубина залегания 3 м.

**МГУ-951** **600±230**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Лути-Пародж. Пойма. Глубина залегания 1,7 м.

**МГУ-953** **350±250**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Елик. Пойма. Глубина залегания 0,5 м.

**МГУ-955** **8750±300**

Торф. Правый берег р. Пур, в 69 км судового хода. Высокая пойма. Глубина залегания 10 м.

**МГУ-959** **660±240**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Пай-Мо. Пойма. Глубина залегания 1,2 м.

**МГУ-988** **730±230**

Торф. Дельта р. Таз, правый берег, в 6 км выше пос. Тазовский. Высокая пойма. Глубина залегания 1,2 м.

**МГУ-992** **300±230**

Торф. Дельта р. Таз, протока Яры, левый берег, в 13 км выше пос. Тазовский. Глубина залегания 0,5 м.

**МГУ-994** **280±220**

Растительные остатки. Р. Таз, о-в Мерра. Высокая пойма. Глубина залегания 0,5–1,1 м.

**МГУ-996** **7280±220**

Торф. I надпойменная терраса р. Таз у пос. Тибей-Сале. Глубина залегания 1,3 м.

**МГУ-998** **560±250**

Растительные остатки. Р. Таз, о-в Хамо-Нго. Высокая пойма. Глубина залегания 0,9–1,9 м.

**МГУ-1003** **550±220**

Растительные остатки. Р. Таз, в 22 км судового хода. Высокая пойма. Глубина залегания 1,5 м.

**МГУ-1021** **390±230**

Растительные остатки. Устье протоки Ст. Пур, левый берег. Глубина залегания 1,0 м.

**МГУ-1023** **6060±230**

Торф с древесиной. Правый берег р. Пур, в 75 км выше устья. Глубина залегания 0,5 м.

**МГУ-1025** **290±220**

Растительные остатки. Правый берег р. Пур, в 51 км выше устья. Глубина залегания 2,0 м.

**МГУ-1027** **1970±220**

Растительные остатки. Левый берег р. Таз в 54,5 км судового хода. Глубина залегания 1,65–2,05 м.

**МГУ-1029** **840±220**

Растительные остатки. Р.Пур, пос. Яр Тундровый, в 45 км судового хода. Глубина залегания 1,15 м.

**МГУ-1030** **270±220**

Растительные остатки. Р. Таз, правый берег, в 53 км судового хода. Глубина залегания 1,43–1,83 м.

**МГУ-1033** **2070 ± 230**

Торф. В. Пур, пос. Яр Тундровый, 47 км судового хода. Глубина залегания 2,5 м

**МГУ-1035** **630 ± 250**

Растительные остатки. Р. Пур, у о-ва Вэсако-Маре, Глубина залегания 0,9 м.

**МГУ-1036** **1240 ± 250**

Растительные остатки. Дельта р. Пур, о-в Хэйбиде-Мо. Глубина залегания 1,0 м.

**МГУ-1038** **Современный**

Растительные остатки. Р. Таз, в 44 км судового хода. Пойма. Глубина залегания 1,3 м.

**МГУ-1040** **Современный**

Растительные остатки. Р. Таз, протока Яры. Пойма. Глубина залегания 1,5 м.

**МГУ-1041** **Современный**

Растительные остатки. Р. Пур, в 20 км судового хода. Пойма. Глубина залегания 0,7 м.

**МГУ-1062** **840 ± 250**

Растительные остатки. Р. Таз, правый берег, в 100 км выше устья. Глубина залегания 1,14–1,58 м.

Следующие образцы отобраны по р. Яне:

**МГУ-1070** **1180 ± 280**

Торф. 90 км выше устья. Терраса. Глубина залегания 1,8–2,0 м.

**МГУ-1073** **2240 ± 230**

Растительные остатки. Правый берег, в 65 км судового хода. Глубина залегания 0,9–1,2 м.

**МГУ-1076** **1310 ± 230**

Растительные остатки. Там же. Глубина залегания 0,30–0,50 м.

**МГУ-1081** **2160 ± 230**

Растительные остатки. Протока Канелек. Морская терраса. Глубина залегания 0,85–1,05 м.

**МГУ-1082** **360 ± 300**

Растительные остатки. Протока Правая, в 35 км судового хода. Морская терраса. Глубина залегания 0,9–1,0 м.

**МГУ-1083** **1880 ± 230**

Торф. Главное русло, в 30 км судового хода, левый берег. Морская терраса. Глубина залегания 1,05–1,55 м.

**МГУ-1089** **400 ± 230**

Растительные остатки. Протока Правая, в 34 км судового хода. Терраса. Глубина залегания 0,6–0,8 м.

**МГУ-1091** **860 ± 230**

Растительные остатки. Главное русло, в 75 км судового хода, левый берег. Терраса. Глубина залегания 0,5–1,0 м.

**МГУ-1093** **1300 ± 230**

Растительные остатки. Там же. Морская терраса. Глубина залегания 0,3–0,6 м.

**МГУ-1095** **1080 ± 230**

Торф. Главное русло, левый берег, в 32 км судового хода. Высокая пойма. Глубина залегания 1,0–1,5 м.

**МГУ-1096** **1940 ± 230**

Растительные остатки. Главное русло, в 85 км судового хода, левый берег. Терраса. Глубина залегания 1,0–1,3 м.

**МГУ-1098** **650 ± 230**

Растительные остатки. Протока Правая, в 90 км судового хода, правый берег. Терраса. Глубина залегания 0,6–0,7 м.

**МГУ-1104** **800 ± 240**

Растительные остатки. Главное русло, в 2 км судового хода. Морская терраса. Глубина залегания 0,35–0,5 м.

## ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

**МГУ-679** **2720 ± 50**

Органогенный известняк. О-в Маэ. Глубина залегания 3 м.

Образцы 679, 680, 682, 688, 689, 719, 721 предоставлены А.А. Свиточем, МГУ.

**МГУ-680** **Современный**

Растительные осадки. О-в Бёрд. Глубина залегания 0,3 м.

**МГУ-682** **490 ± 200**

Органогенный песчаник. О-в Сёрф. Бич-рок. Глубина залегания 0,2 м.

**МГУ-688** **540 ± 400**

Древесина. О-в Маэ. Речная терраса. Глубина залегания 0,3 м.

**МГУ-689** **2200 ± 460**

Коралловый детрит. О-в Бёрд. Поверхность острова, 1,2 м над средним уровнем моря. Глубина залегания 0,3 м.

**МГУ-719** **960 ± 130**

Коралл. О-в Маэ. Бич-рок. У уреза воды.

**МГУ-721** **1950 ± 80**

Коралловый песчаник. О-в Сёрф. Бич-рок. Дневная поверхность.

**МГУ-900** **920 ± 200**

Карбонатный ил. 4° 15′2″ ю.ш., 56° 25′ в.д. Склон Сейшельской банки, станция 14. Горизонт 2,45–2,56 м.

Образцы 900, 901, 902, 927, 930 предоставлены Ф.А. Щербаковым. МГУ.

**МГУ-901** **13880 ± 700**

Карбонатный ил. 12° 44′5″ с.ш., 46° 29′ в.д. Аденский залив. Материковый склон Аравийского полуострова, станция 1. Горизонт 1,15–1,24 м.

**МГУ-902** **10500 ± 300**

Карбонатный ил. 24° 42′1″ с.ш., 36° 17′ в.д. Красное море. Материковый склон Аравийского полуострова, станция 30. Горизонт 0,9–1,0 м.

**МГУ-927** **8980 ± 300**

Карбонатный ил. Там же. Горизонт 0,75–0,87 м.

**МГУ-930** **3450 ± 260**

Карбонатный ил. Там же. Горизонт 0,19–0,26 м.

**МГУ-950** **2460 ± 250**

Коралловый песок 5° 58,1′ ю.ш., 53° 05,8′ в.д., станция 27. Амирантская банка. Глубина моря 40 м. Горизонт 1,1–1,2 м.

Образцы 950, 954, 957, 958, 960, 961, 962, 964, 966, 967 предоставлены С.Д. Николаевым, МГУ.

**МГУ-954** **2000 ± 230**

Коралловый песок. Там же. Горизонт 0,40–0,48 м.

**МГУ-957** **1000 ± 200**

Раковины моллюсков. 5° 40,4′ ю.ш., 53° 40,9′ в.д. Лагуна, станция 21. Глубина моря 20 м. Горизонт 1,22–1,6 м.

**МГУ-958** **5500 ± 300**

Раковины моллюсков. 4° 39,0′ ю.ш., 54° 22,5′ в.д. Сейшельская банка. Глубина моря 58 м. Горизонт 0,7–1,0 м.

**МГУ-960** **6390 ± 300**

Алеврито-глинисто-карбонатный песок. 4° 12,1′ ю.ш., 55° 18,6′ в.д.
Сейшельская банка, станция 6. Глубина моря 60 м. Горизонт 3,6–3,8 м.

**МГУ-961** **8530 ± 300**

Раковины моллюсков. Там же. Горизонт 0,16–0,2 м.

**МГУ-962** **250 ± 230**

Халимедовый песок. 5° 37,2′ ю.ш., 53° 40,2′ в.д. Лагуна, станция 22. Глубина моря 25 м. Горизонт 0,7–1,2 м.

**МГУ-964** **2680 ± 230**

Кораллово-карбонатный ил. 6° 0,3,8′ ю.ш., 52° 58,2′ в.д. Амирантская банка, станция 28. Глубина моря 57 м. Горизонт 0,96–1,03 м.

**МГУ-966** **300 ± 220**

Кораллово-халимедовый песок. 5° 37,0′ ю.ш. 53° 38,0′ в.д. Лагуна, станция 23. Глубина моря 19 м. Горизонт 1,4–1,5 м.

**МГУ-967** **4200 ± 250**

Карбонатный ил. 5° 00,2′ ю.ш., 53° 42,7′ в.д., станция 20. Глубина моря 3200 м. Горизонт 1,0–1,2 м.

**МГУ-970** **18 100 ± 1500**

Раковины моллюсков. О-ва Космоледо. Риф-флет. Глубина залегания 1,5 м.

Образцы 970, 972, 975, 976, 978, 979, 980 предоставлены А.А. Свиточем, МГУ.

**МГУ-972** **2880 ± 200**

Раковины моллюсков. О-в Дени. Риф-флет. Глубина залегания 0,5 м.

**МГУ-975** **19 100 ± 580**

Раковины моллюсков Tridacna Gigas. О-в Ассампшен. Риф-флет. Глубина залегания 1,0 м.

**МГУ-976** **30 000 ± 2000**

Раковины моллюсков Tridacna Gigas. О-ва Альдабра. Риф-флет. Глубина залегания 2,0 м.

**МГУ-978** **30 090 ± 1700**

Раковины моллюсков Tridacna Gigas. О-в Астов. Риф-флет. Глубина залегания 1,0 м.

**МГУ-979** **29 100 ± 6000**

Раковины моллюсков. О-в Альдабра. Риф-флет. Глубина залегания 2,0 м.

**МГУ-980** **3020 ± 300**

Раковины моллюсков. О-в Африкан. Риф-флет. Глубина залегания 1,0 м.

**МГУ-991** **3380 ± 300**

Раковины моллюсков. Сейшельская банка, станция 17. Глубина моря 58 м. Горизонт 0,65–0,70 м.

Образцы 991, 997 предоставлены С.Д. Николаевым, МГУ.

**МГУ-997** **7470 ± 400**

Карбонатный ил. Сейшельская банка, станция 14.4° 46,2′ ю.ш., 55° 22,4′ в.д. Глубина моря 62 м. Горизонт 0,15–0,20 м.

**МГУ-1002** **29 680 ± 1400**

Раковины моллюсков. О-в Сент-Пвер. Глубина залегания 1,8 м.

Образцы 1002, 1012, 1015, 1018, 1022 предоставлены А.А. Свиточем, МГУ.

**МГУ-1012** **1020 ± 200**

Обломки кораллов. О-в Д'Арро. Терраса высотой 1,5 м. Глубина залегания 2,0 м.

**МГУ-1015** **25 370 ± 1100**

Раковины моллюсков Tridacna Gigas. О-в Альдабра. Риф-флет. Глубина залегания 4 м над средним уровнем моря.

**МГУ-1018** **1400 ± 220**

Кораллы. О-в Фаркуар. Риф-флет. Глубина залегания от поверхности 0,5 м.

**МГУ-1022** **2090 ± 230**

Известняк. О-в Маэ, северо-восточная оконечность острова. Бич-рок. Глубина залегания 0,2 м.

**МГУ-1085** **8050 ± 560**

Ракуша. 4° 2160′ ю.ш., 55° 58,6′ в.д., станция 1744. Глубина моря 64 м. Горизонт 2,12–2,30 м.

Образцы 1085, 1088, 1090, 1092, 1094, 1097, 1101, 1102, 1103, 1106 предоставлены С.Д. Николаевым, МГУ.

**МГУ-1088** **9840 ± 250**

Торф с древесиной. 4° 12,2′ ю.ш., 55° 18,0′ в.д., станция 1741. Глубина моря 60 м. Горизонт 1,48–175 м.

**МГУ-1090** **7330 ± 600**

Ракуша. 4° 12,2′ ю.ш., 55° 18,0′ в.д., станция 1741. Глубина моря 60 м. Горизонт 0,40–0,55 м.

**МГУ-1092** **1160 ± 230**

Атолл Фаркуар. О-ва Манаха, северный остров. Риф-рок. Залегание 1,91 м над 0 карты.

**МГУ-1094** **1120 ± 220**

Там же. Залегание 1,38 м над 0 карты.

**МГУ-1097** **1070 ± 220**

О-в Ресурс, атолл Сен-Жозеф. Риф-рок. Залегание 1,5 м над 0 карты.

**МГУ-1101** **900 ± 230**

Там же. Риф-флет. Залегание 0,6 м над 0 карты.

**МГУ-1102** **7000 ± 240**

Раковины моллюсков. О-в Мадагаскар, шельф, станция 1768. Глубина моря 41 м. Горизонт 1,20–1,25 м.

**МГУ-1103** **1760 ± 320**

Раковины моллюсков. Там же, станция 1763. Глубина моря 27 м. Горизонт 0,36–0,40 м.

**МГУ-1105** **5730 ± 470**

Раковины моллюсков. Там же. Горизонт 0,75–1,00 м.

**МГУ-1106** **6270 ± 340**

Там же, станция 1750. Глубина моря 43 м. Горизонт 2,6–2,7 м.

В.М. КУПЦОВ, А.М. ПАЛКИНА

# РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА АН СССР

## Сообщение IX

В сообщении приводятся результаты радиоуглеродного датирования донных осадков Индийского океана, отобранных в 1980 г. во время 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". Осадки отбирались по трем меридиональным разрезам, в трех глубинных разломах ("Арго", "Вима" и "Мария-Целеста") и в точке тройственного сочленения срединно-океанических хребтов. Датирование проводилось по валовому содержанию карбоната кальция донных осадков, представленного планктонными фораминиферами и кокколитами. Скорости накопления донных осадков невелики, и их можно рассчитать только с учетом бентического перемешивания. Результаты датирования по различным грануло-

метрическим фракциям отражают изменение размеров фораминифер в различные климатические фазы.

Датирование проводилось по бензольному варианту метода. Представлено 249 датировок.

**ИОАН-1503** **12 140 ± 200**

Алевритово-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2035-2, координаты: 21° 04′5″ ю.ш., 104° 25′4″ в.д., глубина моря 4405 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1517** **14 630 ± 850**

То же. Размер фракции 0,15–0,25 мм, внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1518** **15 640 ± 1050**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1511** **11 060 ± 220**

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1510** **11 810 ± 210**

То же. Средняя проба.

**ИОАН-1522** **9790 ± 750**

Глинисто-алевритово-пелитовый карбонатно-кремнистый фораминиферовый ил. Станция 2036-1, координаты: 22° 15′7″ ю.ш., 104° 27′3″ в.д., глубина моря 2150 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10–20 см.

**ИОАН-1521** **14 760 ± 1420**

То же.

**ИОАН-1508** **13 600 ± 360**

То же. Интервал отбора 25–30 см.

**ИОАН-1519** **> 9240**

То же.

**ИОАН-1498** **> 28 500**

То же. Интервал отбора 30–40 см.

**ИОАН-1499** **19 220 ± 1110**

То же.

**ИОАН-1513** **4920 ± 180**

Алевритово-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2036-2, координаты: 22° 15′7″ ю.ш., 104° 27′3″ в.д., глубина моря 2140 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1523** **5340 ± 160**

То же. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1524** **5610 ± 160**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1525** **5620 ± 210**

То же. Размер фракции 0,25–0,05 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1526** **6520 ± 220**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1512** **4700 ± 180**

То же. Размер фракции 0,05 мм.

**ИОАН-1773** **> 17 370**

Пелитовый карбонатный детритово-кокколитовый ил. Станция 2037-1, координаты: 22° 50′6″ ю.ш., 104° 52′6″ в.д., глубина моря 4220 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10–15 см.

**ИОАН-1772** **> 11 690**

То же. Размер фракции 0,25 мм.

**ИОАН-1514** **16 710 ± 330**

Пелитово-глинистый карбонатный ил. Станция 2039-2, координаты: 26° 25′0″ ю.ш., 104° 36′0″ в.д., глубина моря 5020 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1545** **21 050 ± 590**

Обломок коралла. Станция 2060, координаты: 31° 25′0″ ю.ш., 94° 59′5.″ в.д., глубина моря 910 м. Орудие отбора: дночерпатель.

**ИОАН-1561** **11 220 ± 700**

Фораминиферовый песок. Станция 2065-3, координаты: 31° 33′3″ ю.ш., 95° 02′3″ в.д., глубина моря 1075 м. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1562** **13 390 ± 320**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1543** **21 810 ± 1090**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1544** **23 850 ± 1280**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1546** **24 600 ± 1350**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1547** **26890 ± 930**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-2170** **17 820 ± 460**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2171** **11 560 ± 310**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1577** **15 420 ± 360**

Фораминиферовый песок. Станция 2066-3, координаты: 31° 40′0″ ю.ш., 95° 04′0″ в.д., глубина моря 1030 м. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1589** **19 370 ± 420**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1591** **11 730 ± 350**

То же. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10–30 см.

**ИОАН-1592** **17 830 ± 375**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1564** **8400 ± 260**

Фораминиферовый песок. Станция 2067-3, координаты: 31° 37′0″ ю.ш., 95° 17′0″ в.д., глубина моря 1000 м. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1565** **8890 ± 280**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-2168** **12 020 ± 250**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2169** **12 310 ± 220**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1527** **8950 ± 340**

Пелитово-алевритовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2071, координаты: 31° 50′0″ ю.ш., 95° 11′0″ в.д., глубина моря 3200 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–5 см.

**ИОАН-1529** **12 470 ± 350**

То же.

**ИОАН-1530** **12 740 ± 210**

То же. Интервал отбора 5–10 см.

**ИОАН-1533** **9170 ± 330**

То же.

**ИОАН-1532** **> 16 890**

То же. Интервал отбора 10–15 см.

**ИОАН-1531** **> 12 880**

То же.

**ИОАН-1540** **19 570 ± 540**

То же. Интервал отбора 15–20 см.

**ИОАН-1541** **> 21 760**

То же.

**ИОАН-1548** **23 780 ± 860**

То же. Интервал отбора 20–25 см.

**ИОАН-1550** **> 21 610**

То же. Интервал отбора 25–30 см.

**ИОАН-1551** **> 20 810**

То же.

**ИОАН-1404** **16 850 ± 410**

То же. Интервал отбора 30–35 см.

**ИОАН-1500** **> 27 540**

То же. Интервал отбора 35–40 см.

**ИОАН-1651** **> 21 720**

То же.

**ИОАН-1542** **6370 ± 450**

Коралл. Станция 2072, координаты 31° 49′7″ ю.ш., 95° 12′6″ в.д., глубина моря 1330 м. Орудие отбора: трубка большого диаметра.

**ИОАН-1555** **14 770 ± 205**

Фораминиферовый песок. Станция 2077-3, координаты: 31° 40′8″ ю.ш., 95° 01′3″ в.д., глубина моря 2030 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10–20 см.

**ИОАН-1556** **10 390 ± 250**

То же.

**ИОАН-1560** **8070 ± 170**

То же. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1534** **> 20 440**

Пелитово-глинистый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 2085, координаты: 32° 27′6″ ю.ш., 98° 11′7″ в.д., глубина моря 4800 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1557** **> 9670**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1558** **17 510 ± 1280**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1535** **13 460 ± 320**

То же. Интервал отбора 0–3 см.

**ИОАН-1536** **17 250 ± 390**

То же. Интервал отбора 3–6 см.

**ИОАН-1537** **22 700 ± 510**

То же. Интервал отбора 6–9 см.

**ИОАН-1538** **21 250 ± 740**

То же. Интервал отбора 9–12 см.

**ИОАН-1539** **25 520±840**

То же. Интервал отбора 12–15 см.

**ИОАН-1775** **> 15 680**

Глинистый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2087-2, координаты 33° 03′9″ ю.ш., 98° 08′8″ в.д., глубина моря 4360 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1652** **18 340±380**

То же. Интервал отбора 5–20 см.

**ИОАН-1777** **28 750±1510**

То же. Интервал отбора 35–50 см.

**ИОАН-1402** **17 220±420**

То же. Интервал отбора 50–60 см.

**ИОАН-1689** **32 340± 2400**

То же. Интервал отбора 120–140 см.

**ИОАН-1552** **11 610±620**

Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферо-кокколитовый ил. Станция 2088-2, координаты: 32° 09′5″ ю.ш., 90° 03′9″ в.д., глубина моря 1740 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1553** **10 280±560**

То же.

**ИОАН-1653** **14 120± 360**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10–20 см.

**ИОАН-1677** **24 580±600**

То же. Интервал отбора 30–40 см.

**ИОАН-1678** **24 900± 1080**

То же.

**ИОАН-1566** **5 250±220**

Фораминиферовый песок. Станция 2090–3, координаты: 31° 01′5″ ю.ш., 83° 05′3″ в.д., глубина моря 1565 м. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1568** **6600± 200**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1581** **3870± 350**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1582** **4890± 240**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1606** **7460± 140**

Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 2092, координаты: 2° 58′0″ ю.ш., 83° 03′3″ в.д., глубина моря 3020 м. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1607** **7990± 140**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1603** 6560±160

То же. Размер фракции 0,15–0,25 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1604** 8220±180

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1597** 4910±180

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1496** 14 140±230

То же. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1497** 14 880±270

То же.

**ИОАН-1495** 24 840±770

То же. Интервал отбора 25–35 см.

**ИОАН-1494** 31 070±2410

То же.

**ИОАН-1570** 3000±190

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2095, координаты: 2°38'0" ю.ш., 80°12'6" в.д., глубина моря 4365 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1569** 2990±180

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1571** 6660±370

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1572** 5910±290

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1573** 7790±470

То же. Интервал отбора 8–10 см.

**ИОАН-1574** > 12 760

То же. Интервал отбора 10–12 см.

**ИОАН-1576** 3560±160

То же. Средняя проба.

**ИОАН-1595** 4270±280

То же. Размер фракции 0,15 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1596** 3530±240

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1685** 27 960±1530

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1578** > 12 760

Пелитово-глинистый слабокарбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 2096, координаты: 0°04'6" с.ш., 80°02'4" в.д., глубина моря 4650 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1579** > 10 490

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1580** > 10 200

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1583** 5300±340

То же. Размер фракции 0,15 мм. Средняя проба.

**ИОАН-1814** > 13 530

Пелитовый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 2097, координаты: 2°42'6" с.ш., 80°00'1" в.д., глубина моря 4980 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1584** 8720±260

Алеврито-пелитовый слабокремнистый слабокарбонатный ил. Станция 2099, координаты: 8°56'4" с.ш., 79°53'2" в.д., глубина моря 4775 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1585** 7790±180

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1586** 8490±400

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1587** 9690±340

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1608** 12 080±250

То же. Размер фракции 0,15 мм. Внешняя часть раковинок. Средняя проба.

**ИОАН-1609** 12 230±250

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1563** **14 630±900**

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2106-2, координаты: 14° 07'7" ю.ш., 72° 42'5" в.д., глубина моря 4540 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1600** **12 300±340**

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1559** **14 010±380**

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1601** **14 120±470**

То же. Интервал отбора 8–10 см.

**ИОАН-1602** **14 790±760**

То же. Интервал отбора 10–12 см.

**ИОАН-1611** **14 310±330**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Внешняя часть раковинок. Средняя проба.

**ИОАН-1612** **15 370±270**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-14** **5930±240**

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2107-2, координаты: 11° 26'0" ю.ш., 69° 10'2" в.д., глубина моря 3670 м. Орудие отбора: дночерпатель. Размер фракции 0,25 мм.Внешняя часть раковинок. Средняя проба.

**ИОАН-1615** **11 200±220**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1617** **11 100±300**

То же. Размер фракции 0,15–0,25 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1618** **10 740 ± 240**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1613** **9570±2180**

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1619** **8790±270**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Интервал отбора 0–3 см.

**ИОАН-1620** **6480±270**

То же.

**ИОАН-1624** **11 590±290**

То же.

**ИОАН-1625** **7230±210**

То же.

**ИОАН-1640** **4920 ±970**

Песчано-алевритово-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил.Станция 2108-2, координаты: 10° 07'6" ю.ш., 67° 29'6" в.д., глубина моря 4060 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1639** **5010±180**

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1692** **6580±180**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Внешняя часть раковинок. Средняя проба.

**ИОАН-1693** **6630±330**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1658** **7620±150**

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1804** **20 050±640**

То же. Интервал отбора 35–46 см.

**ИОАН-1683** **23 040±1690**

Алеврито-пелитовый карбонатно-кремнистый ил. Станция 2109, координаты: 9° 08'8" ю.ш., 67° 16'3" в.д., глубина моря 6080 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 25–35 см.

**ИОАН-1789** **8190±130**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2111, координаты: 9° 05'1" ю.ш., 67° 11'8" в.д., глубина моря 3700 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1810** **15 490±650**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Интервал отбора 25–35 см.

**ИОАН-1819** **14 490±740**

То же.

**ИОАН-1768** **11 970±1590**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2120, координаты: 9° 04'0" ю.ш., 67° 27'5" в.д., глубина моря 4080 м. Размер фракции 0,25 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1769** **9960±1590**

То же.

**ИОАН-1771** **> 20 020**

То же. Интервал отбора 30–40 см.

**ИОАН-1691** **10 360± 150**

Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферовый ил. Станция 2133, координаты: 8° 51'9" ю.ш., 67° 41'9" в.д., глубина моря 4500 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1632** **5700±150**

То же.

**ИОАН-1633** **8980±160**

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1634** **6000±130**

То же.

**ИОАН-1636** **10 300±320**

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-2176** **12 790±290**

То же. Средняя проба. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель.

**ИОАН-2177** **19 590±670**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-2178** **13 950±220**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2179** **16 890±510**

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1648** **9220±270**

Алеврито-пелитовый карбонатно-кремнистый кокколитовый ил. Станция 2136, координаты: 8° 50'0" ю.ш., 67° 38'6" в.д., глубина моря 6135 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 3–5 см.

**ИОАН-1657** **17 160±490**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2142, координаты: 8° 46'94" ю.ш., 67° 31'6" в.д., глубина моря 4110 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1684** **> 23 350**

То же. Интервал отбора 35–50 см.

**ИОАН-1796** **29 980± 1120**

Алеврито-пелитовый карбонатный форминиферово-кокколитовый ил. Станция 2155, координаты 13° 23'8" ю.ш., 66° 45'9" в.д., глубина моря 3090 м. Размер фракции 0,25 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1797** **20 030±820**

То же. Интервал отбора 25–35 см.

**ИОАН-1799** **7670±150**

Фораминиферовый песок. Станция 2156, координаты: 13° 23'5" ю.ш., 66° 45'5" в.д., глубина моря 3320 м. Орудие отбора: дночерпатель Средняя проба.

**ИОАН-1660** **11 370± 170**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2160, координаты: 13° 21'9" ю.ш., 66° 42'8" в.д., глубина моря 4510 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1682** **19 480±2240**

То же. Интервал отбора 30–50 см.

**ИОАН-1801** **9340±170**

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2169, координаты: 13° 37'6" ю.ш., 66° 13'5" в.д., глубина моря 4690 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1801** **18110±350**

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 5–20 см.

**ИОАН-1669** **12 010±670**

Глинистый карбонатный ил. Станция 2174, координаты: 13° 52'5" юш., 66° 02'4" в.д., глубина моря 3870 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1812** **20 170±350**

То же. Интервал отбора 20–35 см.

**ИОАН-1637** **5080±260**

Глинистый карбонатный ил. Станция 2175, координаты: 13° 52'5" ю.ш., 66° 04'4" в.д., глубина моря 3920 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 3–6 см.

**ИОАН-1638** **6020±210**

То же. Интервал отбора 6–9 см.

**ИОАН-2164** **4390±170**

То же. Средняя проба. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2165** 5670±190

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-2166** 4310±230

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2167** 12 020±240

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1674** 9730±280

Пелитовый карбонатно-кремнистый кокколитово-этмодискусовый ил. Станция 2177, координаты: 13°49'5" ю.ш., 65°57'9" в.д., глубина моря 4000 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–25 см.

**ИОАН-1691** 10 010±1080

То же. Интервал отбора 40–50 см.

**ИОАН-1800** 11 750±250

Пелитовый карбонатно-кремнистый кокколитовый ил. Станция 2179, координаты: 13° 51'2" ю.ш., 66°00'0" в.д., глубина моря 4670 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1686** 23 680±1860

То же. Интервал отбора 15–20 см.

**ИОАН-1627** 4770±240

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2180, координаты: 13°49'5" ю.ш., 65°57'9" в.д., глубина моря 3800 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1628** 4110±200

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1629** 4350±800

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1630** 4880±180

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1780** 30 740±1180

Алеврито-пелитовый карбонатный ил. Станция 2181, координаты: 13°49'1" ю.ш., 65°57'3" в.д., глубина моря 3500 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1798** >25 140

То же.

**ИОАН-1793** 9740±150

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2195, координаты : 16°57'8" ю.ш., 60°55'6" в.д., глубина моря 3090 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1792** 13 530±330

Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 2197, координаты: 16°57'1" ю.ш., 66°53'4" в.д., глубина моря 4120 см. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора – 0–20 см.

**ИОАН-1809** 19 780±1100

То же. Интервал отбора 20–40 см.

**ИОАН-1807** 22 680±480

То же. Интервал отбора 30–50 см.

**ИОАН-1622** 6070±120

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2209, координаты: 17°13'0" ю.ш., 66°33'7" в.д., глубина моря 4500 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1621** 6050±120

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1623** 6690±240

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-1626** 7970±170

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-1670** 20 510±330

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2211, координаты: 17°12'1" ю.ш., 66°30'9" в.д., глубина моря 3020 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–25 см.

**ИОАН-1671** 19 950±1810

То же.

**ИОАН-1667** 16 900±320

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2226, координаты: 17°26'0" ю.ш., 66°18'0" в.д., глубина моря 4080 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1687** 24850 ± 670

То же. Размер фракции 0,15 мм. Интервал отбора 35–45 см.

**ИОАН 1695** 19280 ± 420

То же.

**ИОАН-1665** 15780 ± 360

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2229, координаты: 17° 25′4″ ю.ш., 66° 08′0″ в.д., глубина моря 4680 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-1668** 12010 ± 670

Пелитовый карбонатный кокколитово-форминиферовый ил. Станция 2231, координаты: 17° 27′0″ ю.ш., 66° 04′0″ в.д., глубина моря 3770 м. Орудие отбора : прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–20 см.

**ИОАН-2154** 11160 ± 200

Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферовый ил. Станция 2235, координаты: 19°09′5″ ю.ш., 68° 08′9″ в.д., глубина моря 3000 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-2155** 7920 ± 210

То же.

**ИОАН-2157** 7800 ± 140

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-2160** 9010 ± 200

То же.

**ИОАН-2162** 8630 ± 190

То же. Интервал отбора 4–6 см.

**ИОАН-2163** 7470 ± 160

То же.

**ИОАН-2158** 7450 ± 130

То же. Интервал отбора 6–8 см.

**ИОАН-2159** 8010 ± 170

То же.

**ИОАН-2172** 9270 ± 160

То же. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок. Орудие отбора: дночерпатель.

**ИОАН-2173** 12120 ± 220

То же. Внутренняя часть раковинок. 8170 ± 200

**ИОАН-2174**

То же. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-2175** 10220 ± 190

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1774** 18280 ± 320

Пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2236-1, координаты: 22° 46′5″ ю.ш., 70° 04′6″ в.д., глубина моря 3500 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 2–10 см.

**ИОАН-1680** 27880 ± 1880

То же. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1794** 13550 ± 210

Алеврито-пелитовый глинистый карбонатный ил. Станция 2237-1, координаты: 22° 24′6″ ю.ш., 70° 17′6″ в.д., глубина моря 4190 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1817** 11240 ± 320

То же. Размер фракции 0,25 мм. Внешняя часть раковинок.

**ИОАН-1818** 9950 ± 330

То же. Внутренняя часть раковинок.

**ИОАН-1659** 17710 ± 1150

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1649** 4650 ± 190

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2238-2, координаты: 23° 59′6″ ю.ш., 70° 03′8″ в.д., глубина моря 3480 м. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–3 см.

**ИОАН-1650** 5970 ± 200

То же. Интервал отбора 3–6 см.

**ИОАН-1641** 9700 ± 250

То же. Интервал отбора 6–9 см.

**ИОАН-2152** 11090 ± 210

То же. Интервал отбора 9–12 см.

**ИОАН-1666** 16630 ± 380

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 25–35 см.

**ИОАН-1681** > 27400

То же. Интервал отбора 45–55 см.

**ИОАН-1654** **10 450 ± 260**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2239, координаты: 25° 26′1″ ю.ш., 69° 39′1″ в.д., глубина моря 3180 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–10 см.

**ИОАН-1811** **28 210 ± 880**

То же. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1805** **30 390 ± 1130**

То же. Интервал отбора 35–50 см.

**ИОАН-2151** **10 620 ± 170**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-2153** **7220 ± 160**

То же.

**ИОАН-2156** **7940 ± 140**

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-2161** **7850 ± 230**

То же.

**ИОАН-1646** **12 140 ± 320**

Пелитовый глинистый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2240-3, координаты: 24° 04′4″ ю.ш., 68° 13′4″ в.д., глубина моря 3660 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: дночерпатель. Интервал отбора 0–2 см.

**ИОАН-1647** **10 020 ± 200**

То же.

**ИОАН-1644** **9710 ± 200**

То же. Интервал отбора 2–4 см.

**ИОАН-1770** **12 180 ± 170**

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–10 см.

**ИОАН-1688** **20 430 ± 1160**

То же. Интервал отбора 20–28 см.

**ИОАН-1673** **27 910 ± 800**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2249-1, координаты: 25° 01′1″ ю.ш., 71° 15′4″ в.д., глубина моря 3330 м. Интервал отбора 10–20 см.

**ИОАН-1661** **14 810 ± 210**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2250-3, координаты: 24° 27′3″ ю.ш., 72° 38′5″ в.д., глубина моря 3770 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–10 см.

**ИОАН-1806** **> 34 770**

То же. Интервал отбора 20–35 см.

**ИОАН-1790** **11 380 ± 170**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2251-1, координаты: 23° 54′9″ ю.ш., 73° 57′7″ в.д., глубина моря 3590 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Средняя проба.

**ИОАН-1642** **9210 ± 160**

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1690** **13 270 ± 230**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2251-2. Там же. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба. Размер фракции 0,25 мм.

**ИОАН-1694** **7540 ± 130**

То же.

**ИОАН-1645** **10 950 ± 200**

То же. Размер фракции 0,25–0,15 мм.

**ИОАН-1643** **9010 ± 160**

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1676** **17 310 ± 310**

Пелитовый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2251-3. Там же, глубина моря 4060 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1813** **31 040 ± 2200**

То же. Интервал отбора 30–45 см.

**ИОАН-1664** **8280 ± 170**

Пелитово-алевритовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2251-4, координаты: 23° 54′8″ ю.ш., 73° 53′2″ в.д., глубина моря 3395 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1662** **12 950 ± 190**

То же. Размер фракции 0,25 мм.

**ИОАН-1803** **14 930 ± 370**

Слабоалеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2251-5,

координаты: 23° 54′9″ ю.ш., 73° 52′0″ в.д., глубина моря 3720 м. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–15 см.

**ИОАН-1815** **35 410 ± 2240**

То же. Интервал отбора 30–40 см.

**ИОАН-1816** **> 27 850**

То же. Размер фракции 0,15 мм. Интервал отбора 45–55 см.

**ИОАН-1820** **> 27 100**

То же.

**ИОАН-1795** **10 420 ± 150**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2251, координаты: 23° 55′5″ ю.ш., 73° 49′3″ в.д., глубина моря 3520 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-1767** **11 410 ± 1490**

Пелитовый глинистый карбонатный кокколитовый ил. Станция 2253-2, координаты: 22° 21′9″ ю.ш., 77° 36′6″ в.д., глубина моря 4440 м. Орудие отбора: дночерпатель. Средняя проба.

**ИОАН-165** **> 21 450**

Алеврито-пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 2225, координаты: 20° 38′5″ ю.ш., 81° 10′6″ в.д., глубина моря 3170 м. Размер фракции 0,15 мм. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0–10 см.

**ИОАН-1656** **> 12 490**

То же.

**ИОАН-1679** **30 900 ± 1440**

То же. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1675** **8220 ± 910**

То же. Орудие отбора: прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 20–30 см.

**ИОАН-1787** **24 030 ± 490**

То же. Размер фракции 0,15 мм.

**ИОАН-1788** **31 330 ± 1230**

То же.

**ИОАН-1791** **12 440 ± 180**

То же. Интервал отбора 0–13 мм.

**ИОАН-1635** **18 300 ± 620**

Обломок коралла. Координаты 3° 01′8″ с.ш., 83° 03′8″ в.д., глубина моря 1840 м. Орудие отбора: глубоководный аппарат "Пайсис", погружение 2.

## СОДЕРЖАНИЕ


*О.М. Адаменко, Р.С. Адаменко, В.Н. Гладилин, Г.Д. Гродецкая, Г.М. Левковская, Г.А. Пашкевич, Г.А. Поспелова, Л.В. Солдатенко, В.Н. Шелкопляс.* Палеолитическое местонахождение Королево в Закарпатье . . . . . 5

*А.Е. Додонов, В.А. Ранов, Ш.Ш. Шарапов.* Карамайдан – новая точка с палеолитическими орудиями и среднеплейстоценовой фауной в палеопочвах Южного Таджикистана . . . . . 26

*К.В. Никифорова.* Общепланетарные климатические колебания и их проявление на территории Северного полушария . . . . . 37

*И.К. Иванова, В.П. Любин, Н.Д. Праслов.* Геология палеолита Восточной Европы (ископаемый человек и следы его деятельности как элементы стратиграфии) . . . . . 49

*В.М. Макеев, Х.А. Арсланов, О.Ф. Барановская, А.В. Космодамианский, Д.П. Пономарева, Т.В. Тертычная.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного . . . . . 58

*Н.М. Риндзюнская, М.В. Ревердатто, Н.Н. Недашковская.* Условия формирования отложений позднего плейстоцена Приполярного Урала . . . . . 70

*С.В. Губин, Г.Г. Карташова.* Карбонатные голоценовые отложения Приморской низменности Якутии . . . . . 79

*С.А. Несмеянов.* Пещерный генетический комплекс . . . . . 86

*Л.П. Александрова.* О дробном стратиграфическом расчленении средне-верхнеплиоценовых аллювиальных отложений Южной Молдавии (по мелким млекопитающим) . . . . . 97

*Т.А. Хусид.* Палеоэкология Баренцева моря в позднечетвертичное время по фораминиферам . 105

*М.А. Певзнер.* Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале . . . . . 117

*И.В. Николаева, В.А. Панычев, Л.А. Орлова.* Реперные радиоуглеродные датировки позднеплейстоценовых отложений Западной Сибири . . . . . 125

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

*Н.П. Калмыков,* Новое местонахождение гиппарионовой фауны млекопитающих в Западном Забайкалье . . . . . 133

*И.А. Дуброво, Г.Якубовский.* Новые данные о родовых признаках ископаемых слонов . . . . . 139

*А.Э. Басилян.* Астарты плиоцена о-ва Парамушир . . . . . 145

*Г.В. Холмовой.* Вулканические пеплы в неоген-четвертичных отложениях и новые возможности тефростратиграфической корреляции (на примере Центрально-Черноземного региона) . . . . . 152

*Б.Н. Гурский, Р.И. Левицкая.* Структура и динамика ледниковых покровов плейстоцена на территории Белоруссии . . . . . 156

ХРОНИКА

*М.Н. Алексеев.* XII Конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) . . . . . 160

Памяти Евгения Виргильевича Шанцера (1905- 1987) . . . . . 164

ПРИЛОЖЕНИЕ

*О.Б. Парунин, Т.А. Тимашкова, П.С. Турчанинов, А.И. Шлюков.* Список радиоуглеродных датировок лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Сообщение XII . 166

*В.М. Купцов, А.М. Палкина.* Радиоуглеродные датировки Института океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР. Сообщение IX . . . . . 172

## CONTENTS

*O.M. Adamenko, R.S. Adamenko, V.N. Gladilin, G.D. Grodetskaya, G.M. Levkovskaya, G.A. Pashkevich, G.A. Pospelova, L.V. Soldatenko, V.N. Shelkoplias.* Paleolithic site Koroliovo in Transcarpathia . . . . . 5

*A.E. Dodonov, V.A. Ranov, Sh. Sh. Sharapov.* Karamaidan – new site with Paleolithic implements and Middle Pleistocene fauna in paleosols of Southern Tajikistan . . . . . 26

*K.V. Nikiforova.* Overplanetary climate fluctuations and their effect on Northern Hemisphere . . . . . 37

*I.K. Ivanova, V.P. Liubin, N.D. Praslov.* Paleolithic geology of Eastern Europe (The fossil man and signs of his activity as stratigraphy element) . . . . . 49

*V.M. Makeev, H.A. Arslanov, O.F. Baranovskaya, A.V.Kosmodemiansky, D.P. Ponomareva, T.V. Tertychanya.* Late Pleistocene and Holocene stratigraphy, geochronology and paleogeography of Kotelny Island . . . . . 58

*N.M. Rindzunskaya, M.V. Reverdatto, N.N. Nedashkovskaya.* Conditions of Late Pleistocene sedimentation of the Polar Urals . . . . . 70

*S.V. Gubin, G.G. Kartashova.* The Holocene carbonate deposits of Primorskaya lowland in Jakutia . . . 79

*S.A. Nesmeyanov.* The cave genetic complex . . . . . 86

*L.P. Aleksandrova.* On detailed stratigraphic subdivision of Middle-Upper Pliocene alluvial deposits in Southern Moldavia (on the small mammals) . . . . . 97

*T.A. Husid.* Late Quaternary paleoecology of the Barents Sea on formaniferal data . . . . . 105

*M.A. Pevzner.* Magnetic polarity of Kuyalnikian deposits and their position in the magnetochronological scale . . . . . 117

*I.V. Nikolayeva, V.A. Panychev, L.A. Orlova.* Late Quaternary marker radiocarbon dates of West Siberia . . . . . 125

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATIONS

*N.P. Kalmykov.* New site of Hipparion fauna in West Transbaikalia . . . . . 133

*I.A. Dubrovo, G. Yakubovsky.* New data on genera characters of fossil elephants . . . . . 139

*A.E. Basilian.* Pliocene astartas of Paramushir . . . . . 145

*G.V. Holmovoi.* Volcanic ashes in Neogene-Quaternary deposits and new possibilities of tephrostratigraphic correlation (illustrated by means of an example of Central Chernozem region) . . . . . 152

*B.N. Gursky, R.L. Levitskaya.* Structure and dynamics of the Pleistocene ice sheets in Byelorussia . . . 156

CHRONICLE

*M.N. Alekseev.* XII INQUA Congress in Canada . . . . . 160

In memory of Yevgenij Virgilievich Shantser (1906–1987) . . . . . 164

APPENDIX

*O.B. Parunin, T.A. Timashkova, P.S. Turchaninov, A.I. Shlyukov.* List of radiocarbon datings (Laboratory of latest deposits, Geographical faculty, Moscow State University). Report XII . . . . . 166

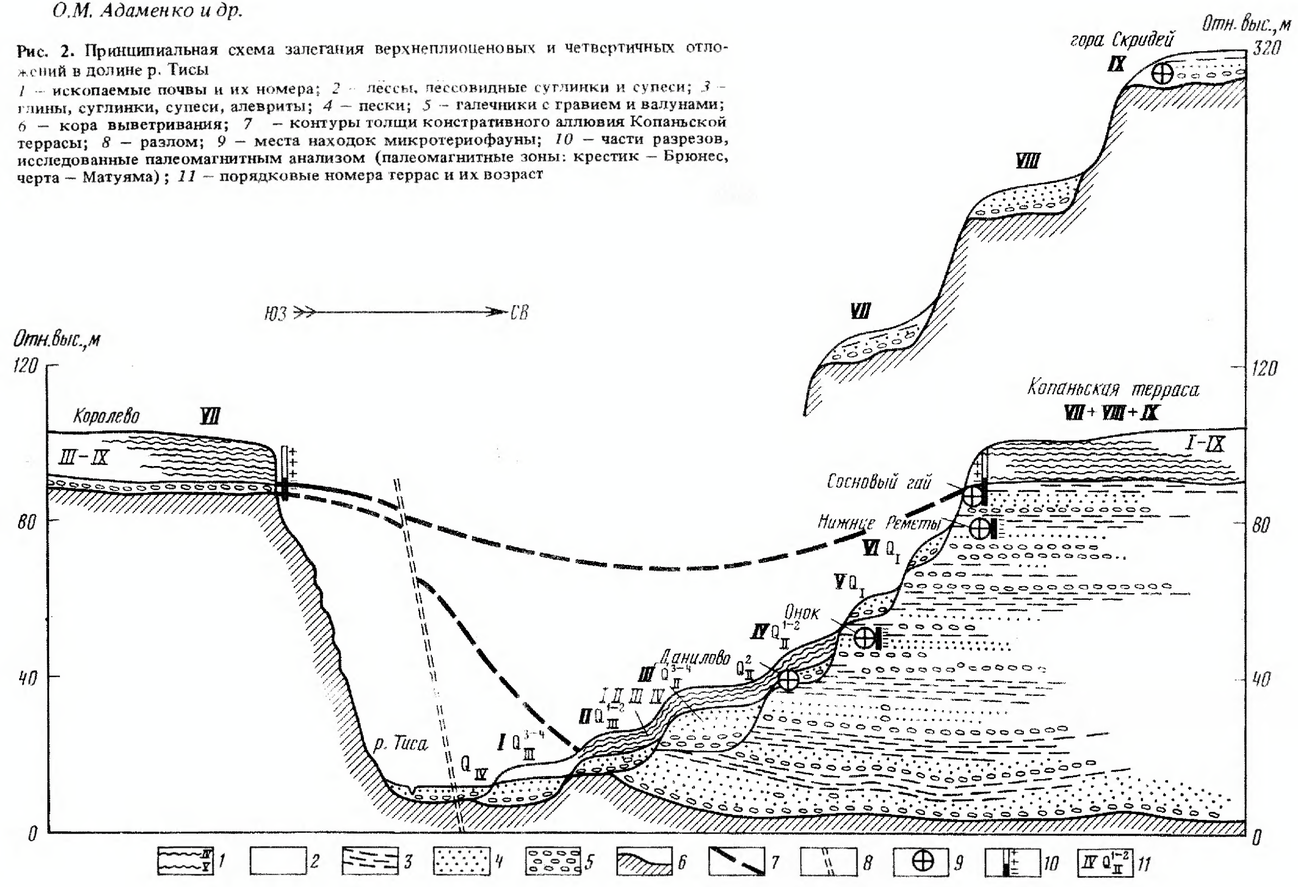
*V.M. Kuptsov, A.M. Palkina.* Radiocarbon datings (P.P.Shirshov Institute of Oceanology, USSR Acad. Sci.). Report IX . . . . . 172

3 р. 70 к.

ISSN 0366–0909. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода 58. 1989. 1–184

**Рис. 2.** Принципиальная схема залегания верхнеплиоценовых и четвертичных отложений в долине р. Тисы

*1* – ископаемые почвы и их номера; *2* – лессы, лессовидные суглинки и супеси; *3* – глины, суглинки, супеси, алевриты; *4* – пески; *5* – галечники с гравием и валунами; *6* – кора выветривания; *7* – контуры толщи констративного аллювия Копаньской террасы; *8* – разлом; *9* – места находок микротериофауны; *10* – части разрезов, исследованные палеомагнитным анализом (палеомагнитные зоны: крестик – Брюнес, черта – Матуяма); *11* – порядковые номера террас и их возраст



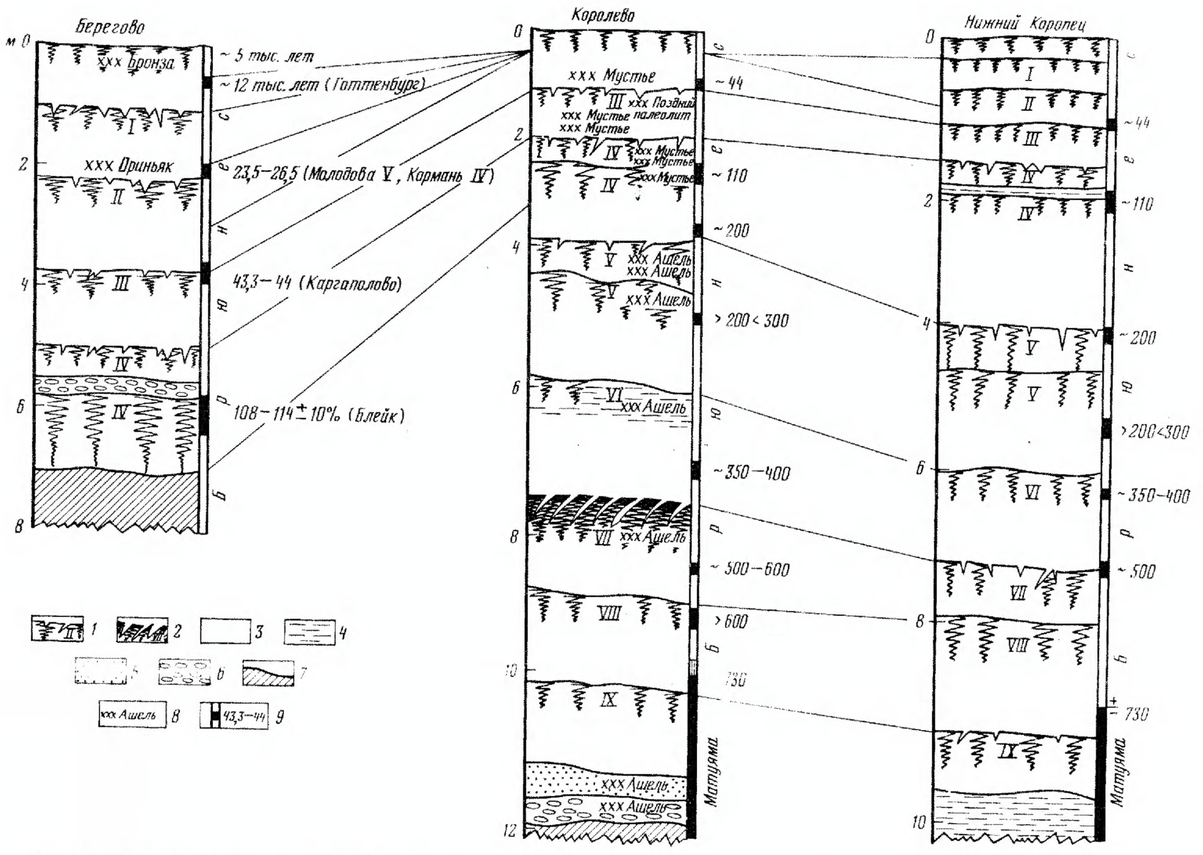




**Рис. 6.** Сопоставление опорных разрезов Закарпатья

*1* – ископаемые почвы и их номера; *2* – ископаемые почвы, деформированные мерзлотными смятиями; *3* – лёссы, лёссовидные суглинки и супеси между почвами; *4* – глины; *5* – пески; *6* – галечники с гравием и валунами; *7* – кора выветривания; *8* – культурные горизонты; *9* – палеомагнитные аномалии, их абсолютный возраст (в тыс. лет)

Зак. 1130

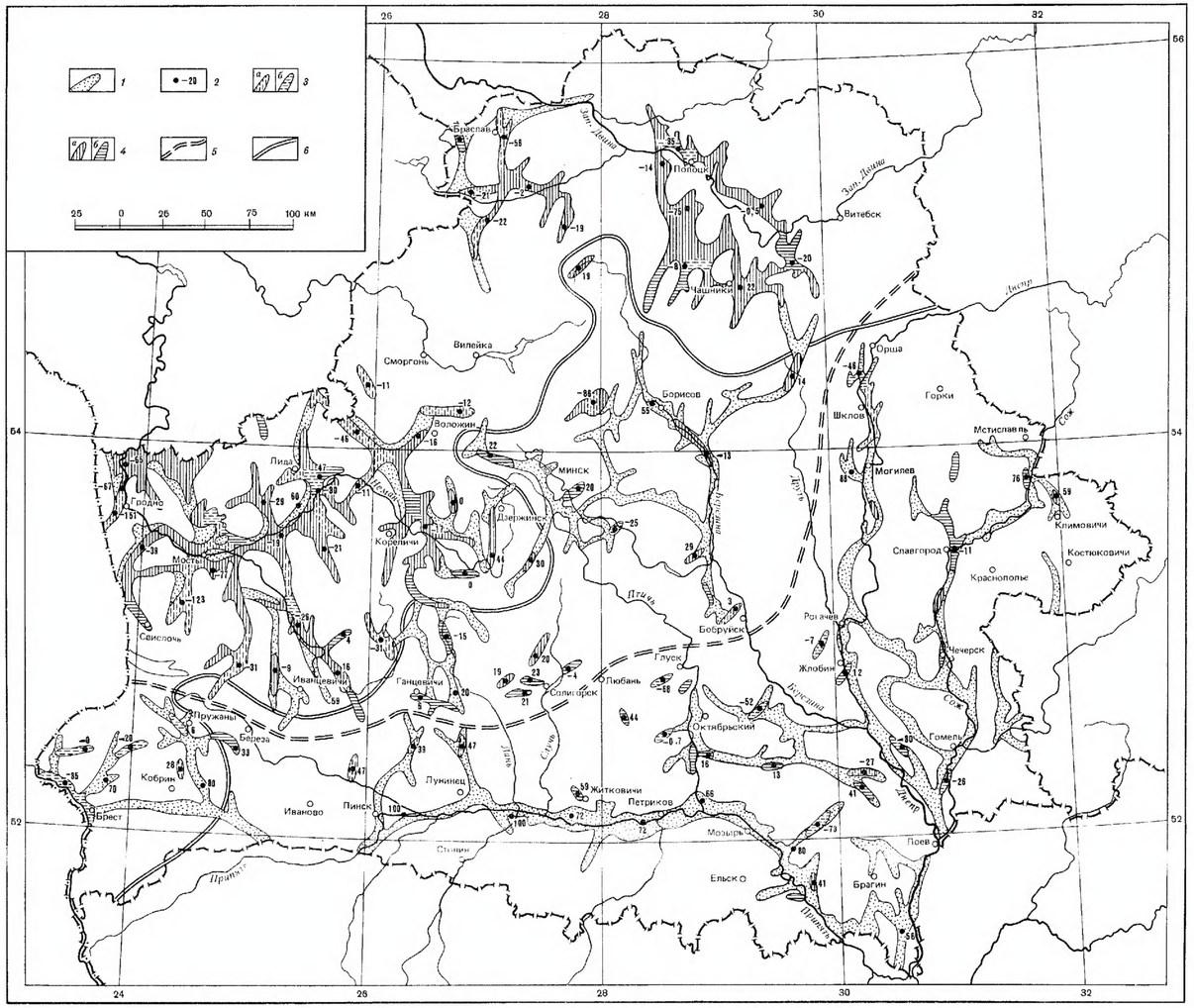



**Рис. 1.** Схема линейных переуглублений поверхности коренных пород территории Белоруссии. Составила Р.И. Левицкая

*1* – фрагменты погребенных речных долин; *2* – скважины и абсолютные отметки кровли коренных пород; *3–4* – ложбины ледникового выпахивания (*а*) и размыва (*б*): *3* – белорусского оледенения; *4* – березинского оледенения; *5* – линия древнего водораздела; *6* – линия современного водораздела

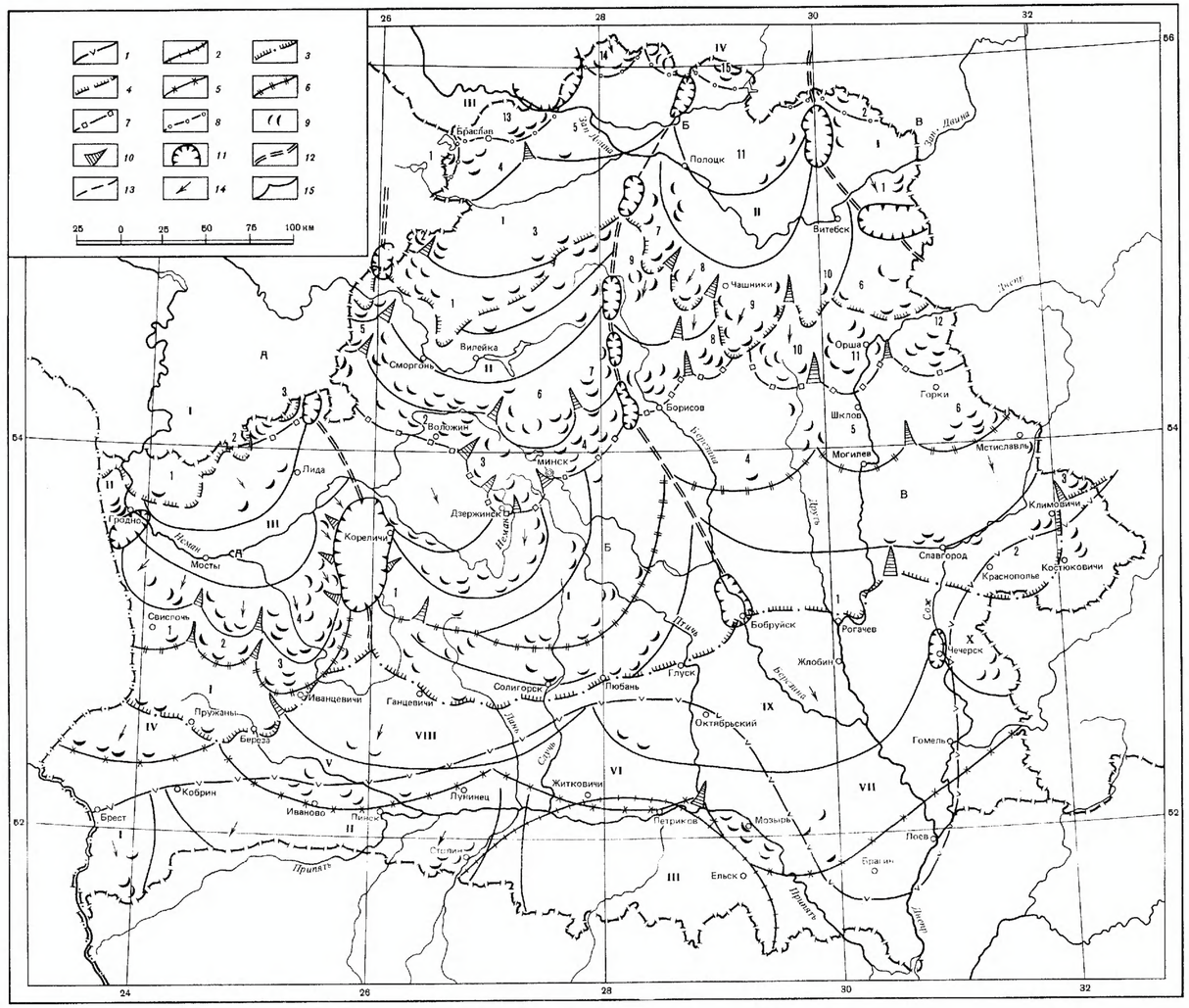



**Рис. 2.** Схема дегляциации территории Белоруссии. Составили Р.И. Левицкая и Б.Н. Гурский

*1–4* – границы оледенений: *1* – белорусского, *2* – березинского, *3* – сожского, *4* – поозерского; *5–8* – границы ледниковых стадий: *5* – мозырской, *6* – могилевской, *7* – ошмянской, *8* – браславской; *9* – краевые гряды; *10* – угловые массивы; *11* – межлопастные массивы; *12–13* – линии ледоразделов: *12* – потоков, *13* – лопастей; *14* – направления движения льда; *15* – границы распространения льдов на различных этапах дегляциации. Днепровское оледенение, лопасти: *I* – брестская, *II* – столинская, *III* – наровлянская, *IV* – леснянская, *V* – пинская, *VI* – житковичская, *VII* – мозырская, *VIII* – огинская, *IX* – жлобинская, *X* – светиловичская. Сожское оледенение: *А* – Неманский поток, лопасти: *I* – ясельдинская, *II* – гродненская, *III* – мостовская; языки: *1* – свислочский, *2* – зельвянский, *3* – коссовский, *4* – щарский; *Б* – Минский поток; лопасти: *I* – столбцовская, *II* – вилейская; языки: *1* – ушанский, *2* – воложинский, *3* – фанипольский, *4* – колодищанский, *5* – островецкий, *6* – радошковичский, *7* – плещеницкий; *В* – Днепровский поток; лопасти: *I* – березинская, *II* – борисовская, *III* – оршанская; языки: *1* – друтский, *2* – краснопольский, *3* – остерский, *4* – бельничский, *5* – могилевский, *6* – горецкий, *7* – верхнеберезинский, *8* – холопеничский, *9* – плавненский, *10* – толочинский, *11* – оршицкий, *12* – дубровенский, Поозерское оледенение: *А* – Балтийский поток; *I* – рижская лопасть; языки: *1* – озерский, *2* – шальчиникайский, *3* – вильнюсский; *Б* – Чудский поток; лопасти: *I* – дисненская, *II* – полоцкая, *III* – восточнолатвийская, *IV* – псковско-великорецкая; языки: *1* – свирский, *2* – швенченинский, *3* – мядельский, *4* – шарковщинский, *5* – миорский, *6* – лучесненский, *7* – ушачский, *8* – лепельский, *9* – чашникский, *10* – оболянский, *11* – шумилинский, *12* – видзовский, *13* – браславский, *14* – себежский, *15* – невельский; *В* – Ладожский поток; *I* – ловатская лопасть; языки: *1* – касплянский, *2* – сенницкий